

А.П. СВЕТОВ

Палеовулканология  
ятулия  
Центральной  
Карелии

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ  
Институт геологии

---

Труды

Вып. 11

А. П. СВЕТОВ

Палеовулканология  
ятулия  
Центральной  
Карелии



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Ленинградское отделение  
ЛЕНИНГРАД 1972



Наряду с материалами личных наблюдений автором широко использованы результаты тематических, геологосъемочных, геологопоисковых работ сотрудников Института геологии Карельского филиала АН СССР, Северо-Западного территориального геологического управления, Карельской комплексной экспедиции, Западного геофизического треста и других геологических учреждений.

Проведенные палеовулканологические реконструкции процессов ятулийского вулканизма и палеогеографический анализ условий ятулийского осадконакопления базируются на детальном описании и опробовании 62 разрезов основных и более 120 разрезов осадочных пород. В работе использовано более 500 новых полных силикатных химических анализов пород и минералов, 2500 полуколичественных и количественных спектральных определений рудных элементов, описание большого числа шлифов и аншлифов, а также результаты рентгеноструктурных, термомагнитометрических, термометрических, радиологических исследований.

Аналитические работы проведены в Институте геологии Карельского филиала АН СССР сотрудниками лабораторий: химической — В. А. Ахвонен, Т. М. Брагиной, В. А. Доильницинной, Г. И. Капустиной, В. А. Кукиной, Н. Д. Мальковой, Р. С. Мельянцевой, З. Т. Помазан, Н. В. Укконен, А. Н. Федосеевой и др.; спектральной — Э. С. Васильевой, Г. Д. Епишиной, Н. А. Ивановой; технологии нерудного сырья — И. Е. Ивановой — и рентгеноструктурного анализа — Р. П. Эйгирд.

Некоторые виды работ были выполнены в Центральной лаборатории Управления геологии при Совете Министров БССР (г. Минск) — М. А. Балабановой, в Институте геофизики АН УССР (г. Киев) — Н. П. Михайловой, в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР (г. Ленинград) — Н. Ф. Борисенко и ЦНИГРИ (г. Москва) — Н. М. Поповой.

При написании данной работы большую помощь и поддержку автору оказали сотрудники лаборатории литологии и палеовулканологии и в первую очередь коллеги по совместной работе.

Всем лицам за помощь в работе и проявленный интерес к основным породам ятулия Карелии автор выражает искреннюю благодарность.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность члену-корреспонденту АН СССР К. О. Кратцу и доктору геолого-минералогических наук В. А. Соколову за научное руководство работой и те ценные советы и консультации, которые были получены в процессе написания данной работы.

Автор выражает признательность докторам геолого-минералогических наук Д. Г. Сапожникову, Л. Н. Ботвинкиной и М. А. Гиляровой, просмотревшим работу в рукописи, за полезные советы и замечания.

## Геология и история формирования ятулийского вулканического комплекса

### ВВЕДЕНИЕ

Ятулийские отложения и тесно с ними связанные основные породы в составе среднепротерозойских образований карелид на территории Карельской АССР занимают значительные площади. Они образуют протяженные поля в Южной Карелии — в районе озер Туломозера, Суоярви, а также на северном побережье Онежского озера. В наибольшей степени ятулийские отложения развиты в Центральной Карелии — в районе озер Сегозера, Селецкого, Янгозера, Воломского, Шуезера и р. Чирка-Кемь. На территории Кольского полуострова одновозрастные с ятулием отложения известны в составе печенгской и имандра-варзугской осадочно-вулканогенных серий. Осадочные и вулканогенные образования, по времени формирования синхронные ятулию, кроме Карелии и Кольского полуострова широко распространены также в северо-западной части Балтийского щита, на территории Скандинавских стран. В виде широкой полосы северо-западного простираения они прослеживаются от района оз. Пизлисъярви в Центральной Финляндии в сторону оз. Оулуярви и г. Кемь, а затем в Финскую Лапландию, откуда идут далее на север и северо-запад через Восточную Швецию (лен Норботтен, провинция Каликс) и Северную Норвегию (нагорье Финмаркен) до берегов Баренцева моря (рис. 1).

С давних времен Олонецкий край (Центральная и Южная Карелия) привлекал к себе внимание исследователей, главным образом как территория, благоприятная для поисков месторождений медных и железных руд, чему способствовали находки их многочисленных рудопроявлений среди основных пород. В связи с этим в начальный период изучения диабазов в работах В. Т. Севергина (1805), И. Комарова (1842), А. А. Иностранцева (1871, 1874) и Г. П. Гельмерсена (1860) приводилось главным образом описание известных медных и золото-медных рудопроявлений.

В последующие годы в связи с расширением геологических исследований Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1888), И. И. Седерхольмом (J. J. Sederholm, 1899) проводится разработка основ стратиграфии и дается описание геологии некоторых районов Карелии. В дальнейшем геология зеленочаменных пород и условия их образования рассматривались в работах В. М. Тимофеева (1916а, 1916б, 1926, 1935), Д. И. Щербакова (1924), Н. А. Елисеева (1928а, 1928б), Ю. С. Неуструева (1933) и др., которые привели доказательства принадлежности изученных диабазов к продуктам подводных излияний. Однако П. Эскола (Eskola, 1925) диабазы Централь-



ной Карелии рассматривал как интрузивные образования и описал под названием спилитов.

В послевоенные годы в период геологического картирования и тематических исследований в связи с изучением различных районов Центральной и Южной Карелии вопросы геологии ятулийских зеленокаменных основных пород рассматривались в работах Л. Я. Харитонов (1949, 1960), М. А. Гиляровой (1949), К. О. Кратца (1955, 1958, 1963), О. А. Рийконен

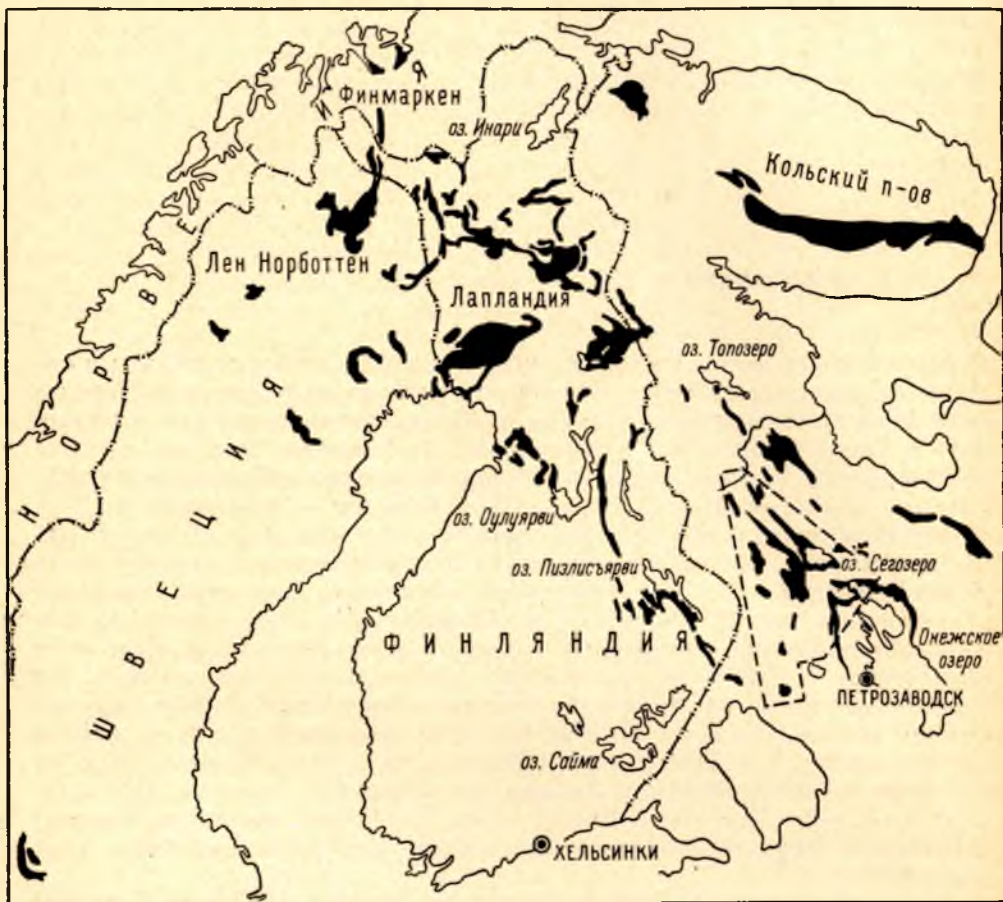


Рис. 1. Схема площадного распространения среднепротерозойских образований на территории Балтийского щита. Составлена с использованием материалов Х. Вяйрюнена (1959), П. Гейера (1967), Т. Барта и П. Рейтана (1967), К. О. Кратца (1963), В. А. Соколова (1963), Л. Я. Харитонов (1962), О. Хольтедаля (1962) и др.

Пунктиром оонтурен исследованный район.

(1960), а также в многочисленных геологических отчетах геологов Северо-Западного территориального геологического управления и Западного геофизического треста: М. А. Гиляровой, С. А. Дюкова, М. А. Сотниковой, О. Н. Анищенковой, З. Т. Громовой, М. Е. Зильбера, А. И. Егорова, Г. А. Поротовой, В. В. Сусленникова, Р. С. Зильбермана, А. И. Кайряка, К. К. Валькова, З. И. Ильиной, Л. П. Шкрябина, В. А. Русанова и др.

Геолого-литологические комплексные тематические исследования ятулийских отложений были начаты в Карелии В. А. Соколовым в 1950 г. в Приладожье и Северном Прионежье, а затем продолжены сотрудниками лаборатории литологии и палеовулканологии Института геологии

Л. П. Галдобиной, А. В. Рылеевым, Ю. И. Сацуком, А. П. Световым и К. И. Хейсканеном под общим руководством В. А. Соколова. Проведенными работами была установлена принадлежность основных пород главным образом к эффузивным образованиям, среди которых подчиненное значение имеют их интрузивные аналоги.

Одновременно с исследованиями литологической группы Института геологии изучение палеогеографии ятулийских отложений проводят В. З. Негруца, Т. Ф. Негруца (1963, 1965, 1966, 1967), Л. П. Безденежных и др. (1966), И. Н. Лобанов (1962) и др., которые также рассматривают основные породы Центральной Карелии в качестве эффузивных образований.

Полезные сведения по геологии основных зеленокаменноизмененных пород, по времени образования синхронных ятулийским, содержатся в многочисленных статьях и монографиях, посвященных геологии Финляндии — Х. Вяйрюнена (Väyrynen, 1928, 1933), А. Миккола (Mikkola, 1949), М. Хярме (Härme, 1949), П. Эскола (Eskola, 1967); Швеции — О. Эдмана (Ödman, 1957), П. Гейера (1967), а также Норвегии — О. Хольтедала (1962), Т. Гжелсвика (Gjelsvik, 1958a, 1958b), Д. Донса (Dons, 1960) и в сводной работе по докембрию Норвегии Т. Барта и П. Рейтана (1967).

**Основные черты геологии ятулийских отложений Южной и Центральной Карелии.** Ятулийские (среднепротерозойские) отложения на территории Карельской АССР имеют широкое распространение. В пределах Западно-Карельской синклинальной зоны они образуют несколько изолированных структур (Кратц, 1958), представляющих собой эрозионные останцы некогда обширных площадей развития в различной степени дислоцированных отложений, из которых наиболее важными являются Чиркокемская, Елмозерско-Сегозерская, Селецко-Янгозерская, Мотковоломская, Лубосалминская, Кумсинская, Онежская, Пальеозерская, Костомукская, Суоярвская и Туломозерская (рис. 2).

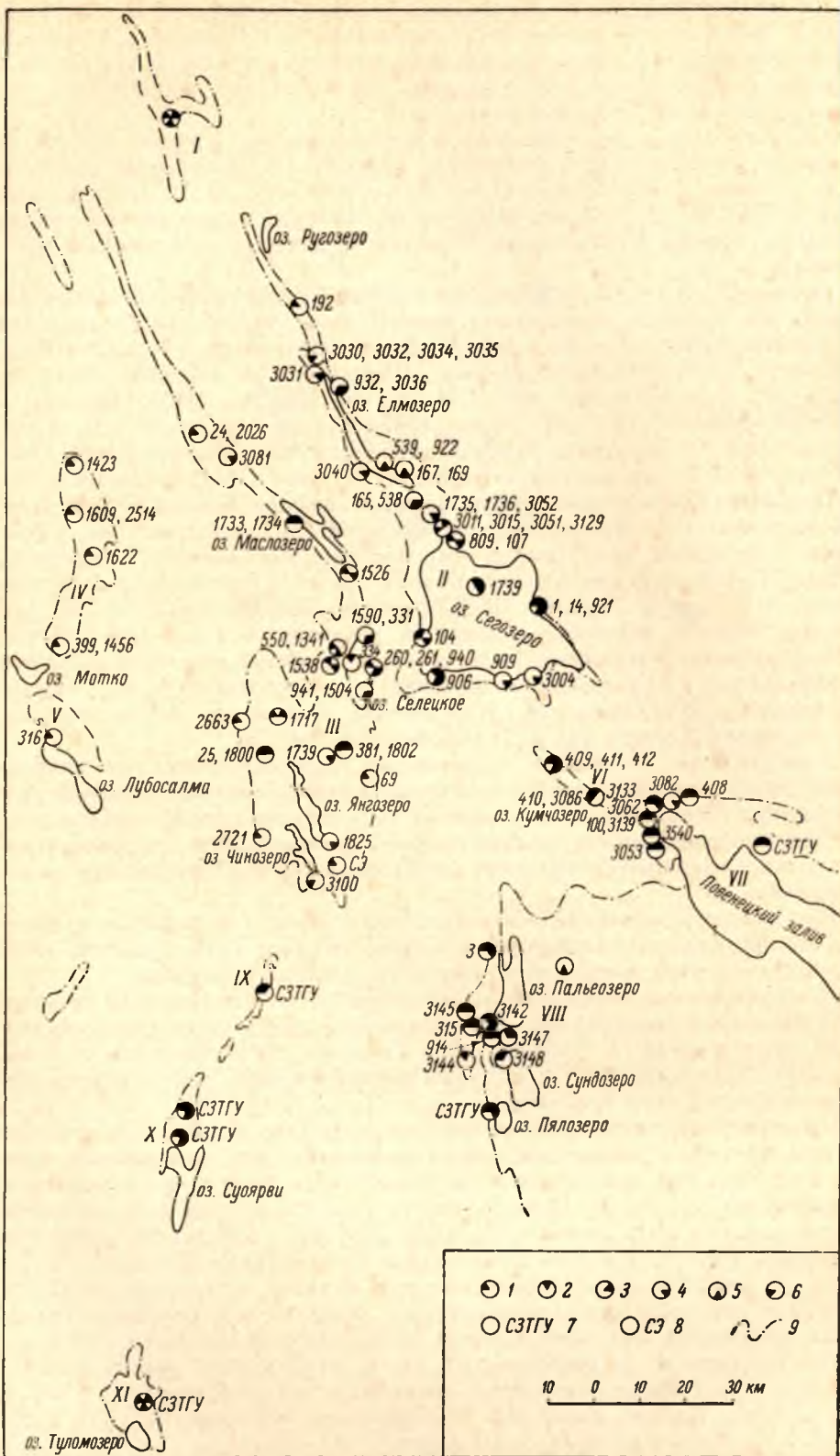
Доятулийское основание представлено разнообразными по составу архейскими гранитами, гнейсо-гранитами и амфиболитами, нижнепротерозойскими глубоко метаморфизованными вулканитами основного и среднего состава, прорванными интрузиями гранитов, гранодиоритов, а также более молодыми среднепротерозойскими сариолийскими полимиктовыми конгломератами.

Несогласно залегающие на подстилающих породах ятулийские отложения по принятой стратиграфической схеме (Кратц, 1963; Соколов, 1963) подразделяются на три подотдела: нижний, средний и верхний.

В основании нижнеятулийских отложений во многих районах установлены базальные образования, представленные продуктами коры химического выветривания (А. Metzger, 1924; Гилярова, 1948; Соколов, Хейсканен, 1966; Корякин, 1967) и элювиальными брекчиями эпохи пенепленизации доятулийского основания.

Нижнеятулийские отложения представлены кварцевыми, «гранитными» конгломератами, гравелитами, кварцито-песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами, имеющими в различных структурах резко переменную мощность от 0 до 900 м. Верхнюю часть нижнего ятулия в большинстве ятулийских структур слагают основные эффузивы, образующие один или несколько лавовых потоков, производные нижнеятулийской фазы вулканизма. В вертикальном разрезе нижнего ятулия установлен крупный осадочный трансгрессивно-регрессивный цикл. Трансгрессивная часть цикла начинается конгломератами и завершается отложением горизонта чистых кварцитов, а регрессивная часть фиксируется формированием аркозовых песчаников, кварцевых гравелитов и конгломератов, а также проявлением лавовых излияний. Формирование нижнеятулийских отложений проходило в разнообразных фациальных обстановках от прибрежно-





морских до глубоководных бассейновых с различным режимом водных течений.

Среднеятулийские отложения обычно представлены разнозернистыми гравелитами, песчаниками, сланцами, иногда доломитами, среди которых установлены пачки туфов, туфосланцев, кремнистых и гематитовых рудных сланцев. Этот комплекс пород перекрывается мощной толщей основных эффузивов, образующих до 15 лавовых потоков (покровов), являющихся производными среднеятулийской фазы вулканизма. В вертикальном разрезе отложений среднего ятулия установлена также трансгрессивно-регрессивная цикличность. Мощность среднеятулийских отложений колеблется от нескольких метров до 270 м. По вещественному составу, характеру текстур и их особенностям устанавливается принадлежность этих отложений к образованиям аллювиально-озерной, прибрежно-морской или бассейновой фациальных обстановок (Соколов, 1963; Галдобина, 1966).

Верхнеятулийские отложения в низах разрезов представлены гравелито-песчано-сланцевыми породами с редкими прослоями гематитовых сланцев, а в кровле — пачками карбонатно-сланцевых пород. По особенностям гранулометрического состава, характеру текстурных признаков эти породы были сформированы в условиях прибрежно-морских и морских мелководных фациальных обстановок. Среди осадочных пород верхнего ятулия повсеместно распространены согласно залегающие силловые залежи или секущие дайки габбро-диабазов и реже маломощные потоки лавобрекчий, являющиеся производными верхнеятулийской фазы вулканизма.

По данным радиологических исследований, возраст ятулийских отложений и синхронных им основных эффузивных и интрузивных образований определяется промежутком времени 1950—1750 млн лет (Кратц, 1963; Полканов, Герлинг, 1961).

## Г л а в а I

### ГЕОЛОГИЯ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Широко распространенные среди ятулийских отложений Центральной и Южной Карелии разнообразные парагенетически тесно связанные друг с другом основные породы здесь рассматриваются в составе единого ятулийского вулканического комплекса (Соколов, Галдобина и др., 1965). Основные вулканы принимают участие в строении большей части ятулийских тектонических структур исследованной и прилегающей к ней территории. Они слагают до 70% объема ятулийских отложений в районе оз. Палеозера и пос. Гирвас, до 50% — в районе оз. Сегозера и около 40% на территории Янгозерско-Селецкой структуры. Породы ятулийского вулканического комплекса (эффузивные, пирокластические, интрузивные и вулканогенно-хемогенные), переслаиваясь с различными по составу ятулийскими осадочными образованиями, занимают среди них отчетливое

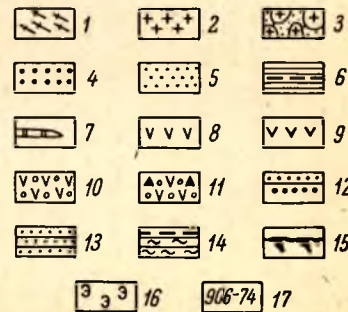
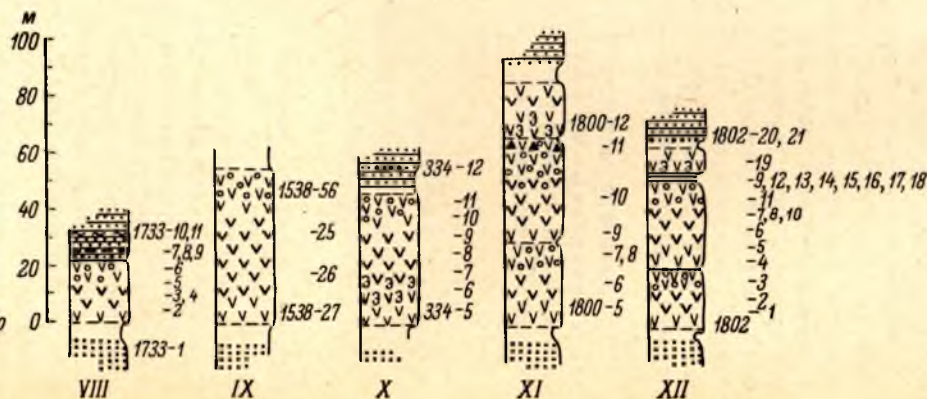
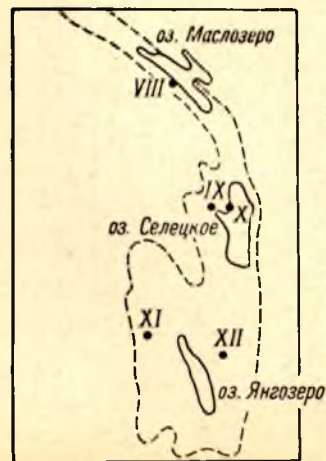
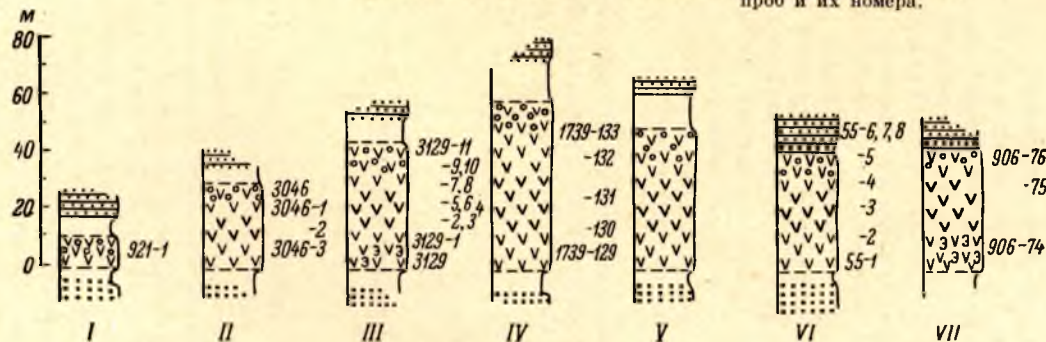
Рис. 2. Схема расположения опорных разрезов в пределах изученных ятулийских структур.

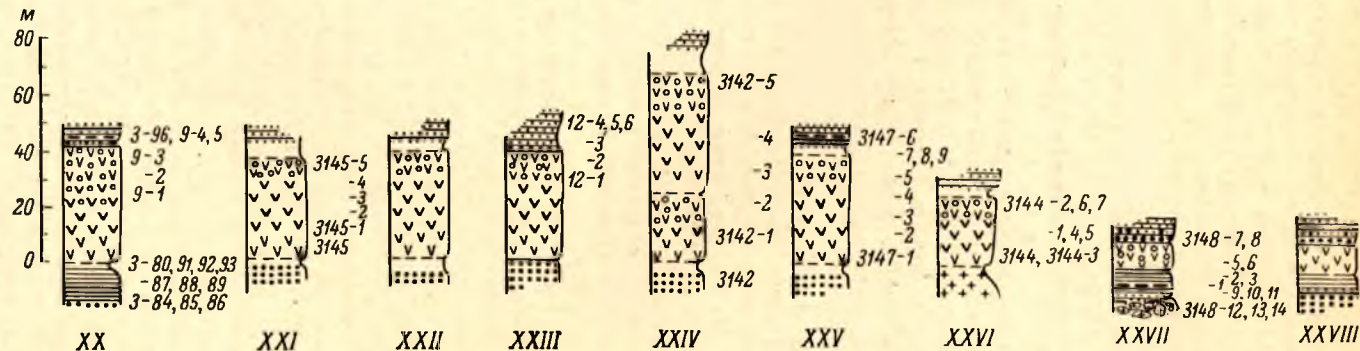
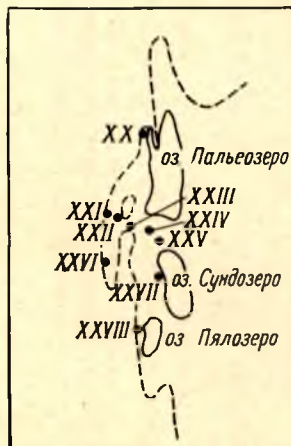
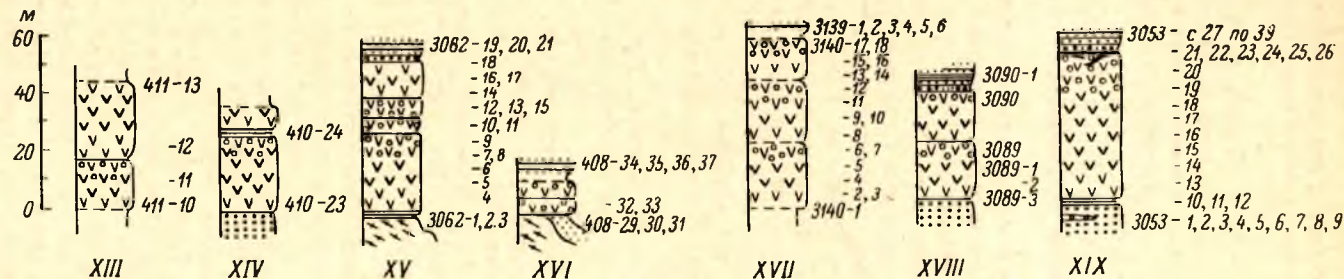
Ятулийские структуры: I — Чиркокемская; II — Елмозерско-Сегозерская; III — Янгозерско-Селецкая; IV — Мотко-Воломская; V — Лубосалминская; VI — Кумсинская; VII — Онежская; VIII — Палеозерская; IX — Костомукская; X — Суоярвская; XI — Туломозерская. Опорные разрезы: 1 — нижней осадочной толщи; 2 — нижнеятулийских эффузивов; 3 — средней осадочной толщи; 4 — среднеятулийских эффузивов; 5 — верхней осадочной толщи; 6 — габбро-диабазов; 7 — разрезы по скважинам Северо-Западного территориального геологического управления; 8 — разрезы по скважинам Северной экспедиции; 9 — контуры ятулийских структур.



Рис. 3. Сводные колонки нижнеятулийских эффузивов территории Центральной Карелии.

1 — гранито-гнейсы; 2 — плагиомикроклиновые граниты. Нижний ятулий: 3 — элювиальные брекчии; 4 — кварциты, кварцито-песчаники; 5 — песчаники; 6 — туфы и туффиты с прослоями гематитовых сланцев; 7 — прослой известняков; 8 — диабазы; 9 — роговообманко-плагиоклазовые диабазовые порфиры; 10 — миндалекаменные диабазы; 11 — диабазовые автобрекчии. Средний ятулий: 12 — гравелиты, конгломераты; 13 — песчаники; 14 — туфы с прослоями гематитовых рудных сланцев; 15 — яшмовидные силициты; 16 — зоны эпидотизации; 17 — места отбора проб и их номера.







стратиграфическое и структурное положение, образуют естественные парагенетические ассоциации и претерпевают совместную складчатость и метаморфические изменения.

Ятулийский вулканический комплекс был сформирован главным образом в течение трех вулканических фаз, по времени проявления приуроченных к моментам возобновления глыбовых движений кристаллического основания и к началу формирования регрессивных членов разрезов осадочных пород нижнего, среднего и верхнего ятулия.

### Нижнеятулийские вулканогенные образования

Залегающие в кровле нижнего ятулия вулканогенные породы прослеживаются в виде узких полос, согласных со складчатыми ятулийскими структурами, по берегам озер Сегозера, Селецкого, Янгозера, Маслозера, вдоль бортов долины р. Кумсы, в районе дер. Святнаволок, Койкары, Пялозеро, а также в районе озер Костомукса и Суоярви. Севернее озер Сегозера и Маслозера основные эффузивы, по-видимому, выклиниваются из разреза, поскольку они не встречены в районе оз. Елмозера и севернее его, в районе рек Волома и Чирка-Кемь. То же самое наблюдается и на территории, расположенной к югу от оз. Суоярви, где эффузивные диабазы нижнего ятулия выклиниваются из разреза и в районе озер Туломозера и Мал. Янис-ярви буровыми работами не установлены (А. М. Савина, Л. П. Галдобина; Соколов, 1963). Таким образом, нижнеятулийские основные породы, развитые на обширной территории, устанавливаются преимущественно в пределах Елмозерско-Сегозерской, Янгозерско-Селецкой, Суоярвской, Кумсинской и Пальеозерской ятулийских тектонических структур.

Основные породы Елмозерско-Сегозерской структуры, повсюду согласно перекрывающие нижележащие осадки, представлены только одним лавовым покровом, достигающим максимальной мощности 60 м на о. Макконсаари оз. Сегозера (рис. 3, колонка IV). К северу мощность покрова постепенно уменьшается и в районе Орчень-губы она составляет 45 м (рис. 3, колонка III), а в разрезе, расположенном к северу от оз. Хожозера (рис. 3, колонка I), не превышает 10 м. В 7—8 км к северу от оз. Хожозера происходит, по-видимому, полное выклинивание покрова лав из разреза, что отмечается затуханием магнитного поля в данном районе (В. К. Вальков, З. И. Ильина и др.). В южном и юго-восточном направлениях от о. Макконсаари происходит также постепенное уменьшение мощности диабазов. В районе дер. Погост (разрез 104) мощность покрова диабазов равна 50 м (рис. 3, колонка V), на восточном берегу оз. Сегозера — 42 м (рис. 3, колонка VI), а в районе дер. Гормозеро — 43 м (рис. 3, колонка VII), в то время как в разрезе 909, расположенном на южном берегу Гарьюс-губы оз. Сегозера, и в разрезе 3004 (дер. Кармасельга) нижнеятулийские эффузивные породы достоверно не установлены, что позволяет предположить их выклинивание в юго-восточном направлении. Изучение текстурных особенностей зоны миндалекаменных диабазов (мандельштейнов) верхней части лавового покрова позволило установить направления растекания лав по ориентированному расположению отдельных удлиненных миндалинов и их группам, цепочкам миндалинов и более крупным газовым каналам в районе оз. Лип-ярви на  $355^\circ$ , а на о. Огмусаари (оз. Сегозеро) на  $150-160^\circ$ .

Наиболее полный разрез нижнеятулийских эффузивов установлен в районе Глухой губы оз. Сегозера (рис. 3, колонка VI).

В нижней части лавового покрова мелкозернистые, массивные, темно-зеленые диабазы в значительной степени эпидотизированные, имеют отчетливую пластовую отдельность, падающую на  $230^\circ$  под углом  $65^\circ$  и совпадающую с залеганием слоистости

подстилающих осадочных пород. Диабазы постепенно вверх переходят сначала в среднезернистые разновидности, а потом за счет появления миндалекаменной текстуры в среднезернистые миндалекаменные диабазы и в кровле потока в типичные диабазовые мандельштейны. При этом в кровле потока удается различить брекчиевидную текстуру и отдельные обломки корочки закали мандельштейнов с образованием породы типа автобрекчии. На довольно ровной поверхности автобрекчий с незначительным ее развитием залегает пачка ритмично переслаивающихся хлоритизированных и биотизированных туфов и туфоалевролитов мощностью до 2.0 м.

Мощность покрова 45.0 м.

В пределах обширной Янгозерско-Селецкой структуры диабазы нижнего ятулия, испытывая значительные изменения мощностей по прости-

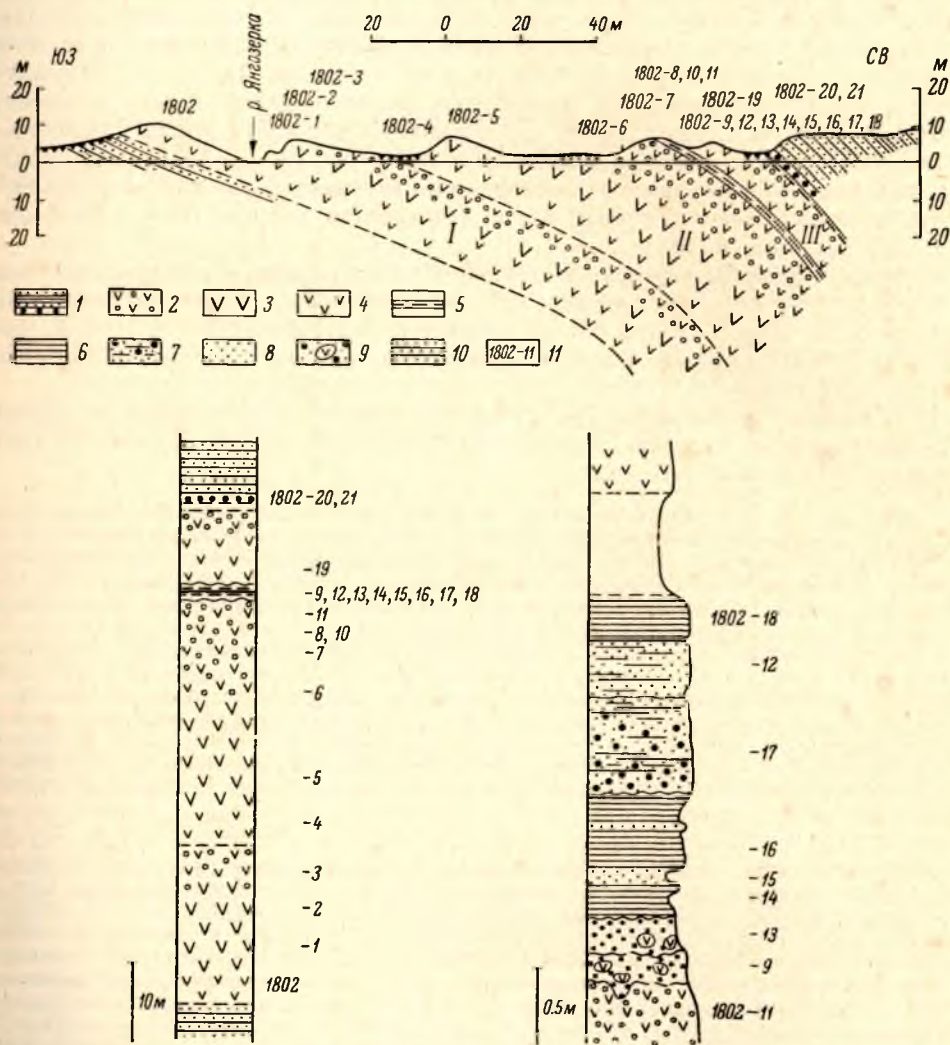


Рис. 4. Внутреннее строение толщи нижнеятулийских эффузивов р. Янгозерки.

Средний ятулий: 1 — сланцы, песчаники, конгломераты. Нижний ятулий: 2 — диабазы миндалекаменные; 3 — роговообманко-плагноклазовые диабазовые порфириты; 4 — диабазы афанитовые; 5 — туфы; 6 — туфосланцы; 7 — туфопесчаники; 8 — песчаники; 9 — конгломераты; 10 — кварциты; 11 — места отбора проб и их номера.

рению, слагают от одного до трех лавовых покровов (потоков), разделенных иногда прослоями туфогенно-осадочных пород.

В Селецкой зоне данной структуры нижнеятулийские диабазы образуют лишь один покров лав, при этом его максимальная мощность, равная



55 м, установлена в районе северного конца оз. Хизъярви у оз. Селецкого (рис. 3, колонка IX), а к югу и северу происходит некоторое уменьшение мощностей. В северном направлении изменение мощностей происходит довольно постепенно, в районе дер. Юкко-губа (южный конец оз. Маслозера) она составляет около 30 м, а в 20 км к северо-западу, на западном берегу оз. Маслозера, не превышает 22 м (рис. 3, колонка VIII). В то же время маршрутными исследованиями, проведенными к северу от оз. Маслозера, в районе бывшего хут. Нестеровой Горы, диабазы в разрезе ятулия не установлены. В южном направлении мощность нижнеятулийских эффузивов изменяется более резко. В устье р. Сонго она составляет 47 м (рис. 3, колонка X), а всего лишь в 6 км к юго-востоку—востоку, в истоках р. Лужмы, диабазы в разрезе не обнаружены, так же как не установлены они в районе дер. Сельги и на западном берегу оз. Нижнего Мярата. По-видимому, на территории, расположенной к югу и западу от оз. Селецкого, происходит выклинивание нижнеятулийских основных пород. При рассмотрении интенсивности магнитного поля данной территории было установлено его постепенное затухание, что также позволяет предположить выклинивание здесь диабазов из разреза (В. К. Вальков, З. И. Ильина и др.).

На площади Чинозерско-Янгозерской зоны данной структуры диабазы образуют три лавовых покрова, их наиболее полные разрезы установлены в районе г. Пюкс, где их общая мощность составляет 87.0 м (рис. 3, колонка XI), и на правом берегу р. Янгозерки, в 3.5 км к югу от с. Гумарино (рис. 3, колонка XII).

В разрезе, расположенном на правом берегу р. Янгозерки, в районе первых нижних порогов, лавовая толща нижнего ятулия состоит из трех лавовых покровов (рис. 4).

**Покров I.** В основании первого нижнего лавового покрова в береговых обрывах установлены мелкозернистые диабазы темно-серого, зеленовато-серого цвета с массивным сложением, которые имеют здесь отчетливо выраженную пластовую отдельность, падающую на северо-восток  $30^\circ$  под углом  $15^\circ$ . Среднюю часть покрова слагают среднезернистые диабазовые роговообманко-плагиноклазовые порфиристы, содержащие довольно большое количество мелких вкрапленников плагиноклаза и роговой обманки. В зоне диабазовых порфиритов в некоторых участках устанавливаются шпировые выделения до 40 см крупнозернистых пегматоидных разновидностей диабазов с обильной вкрапленностью сульфидов, лежащие в плоскости пластовой отдельности. Диабазовые порфиристы имеют постепенные переходы как с подстилающими диабазами, так и с вышележащими диабазовыми мандельштейнами кровли лавового покрова. Мандельштейны содержат большое количество мелких округлой формы миндалинов кварцевого и кварц-эпидотового состава, заключенных в темно-зеленую, слабо хлоритизированную основную массу.

Мощность покрова 21.0 м.

**Покров II.** Подшву второго лавового покрова слагают афанитовые диабазы с редкими лейстами плагиноклаза, количество которых постепенно возрастает вверх по разрезу вплоть до образования гломеропорфировых скоплений. Здесь же наблюдается отчетливо выраженная пластовая и столбчатая отдельность. Залегающие выше роговообманко-плагиноклазовые порфиристы имеют среднезернистую отчетливо раскрытую и слабо эпидотизированную основную массу, содержащую довольно крупные (до 1 см) вкрапленники серого, розовато-серого плагиноклаза и реже темно-зеленого амфибола (роговой обманки). В ряде случаев в зоне порфиритов отмечались отдельные крупные кристаллы пирита и халькопирита, а иногда их гнездобразные скопления. Кровлю покрова слагают миндалекаменные диабазы (мандельштейны) с довольно плотной мелкозернистой слабо эпидотизированной основной массой. Многочисленные миндалины, имеющие преимущественно округлую форму и размеры от 0.5 до 4.0 см (чаще всего 1.0—2.0 см), заполняются главным образом лейкократовыми минералами: кварцем, кальцитом и реже эпидотом, хлоритом и сульфидами (пиритом и халькопиритом). Миндалины с полиминеральным заполнением часто обнаруживают зональное строение. В них внешние зоны (каймы) слагаются преимущественно эпидотом, а затем к центру в различной последовательности устанавливаются или пирит → кварц → кальцит или кварц → кальцит → хлорит. Иногда обнаруживается многократное чередование зон различного минерального состава. Обилие мелких, равномерно распределенных в основной массе породы существенно округлых миндалинов, выполненных

главным образом светлоокрашенными миндалинами (кальцитом и кварцем), придает диабазовым мандельштейнам нижнего ятулия вообще своеобразный и весьма характерный декоративный внешний вид.

Мощность покрова 33.0 м.

На несколько размытой поверхности миндалекаменных диабазов кровли второго лавового покрова с непосредственным контактом залегает пачка переслаивающихся туфогенно-осадочных пород мощностью до 2.0—2.5 м.

1. В основании пачки установлены грубообломочные туфопесчаники, содержащие помимо хорошо окатанных галек кварца угловатые обломки подстилающих миндалекаменных диабазов до 3 см в диаметре. Туфопесчаники представляют собой неясно-слоистые, темно-серые породы со слабой степенью сортировки обломочного материала и следами внутреннего размыва. На плоскостях скола нередко в породах устанавливаются примазки малахита, а в основной массе — редкие зерна пирита и несколько выветрелого халькопирита. Зона контакта имеет простирание  $320^{\circ}$ , падение на СВ под углом  $25^{\circ}$ .

Мощность 0.35 м.

2. Вышележащий слой тонкослоистых хлоритизированных туфов с подстилающими породами связан постепенными переходами, он имеет темно-зеленую окраску и содержит тонкие линзы и маломощные прослои (до 10—15 см) темно-серого песчаника. В некоторых обнажениях в данном прослое туфов устанавливается ритмично-слоистая текстура.

Мощность 0.65 м.

3. С незначительным размывом на туфах лежат однородные, неясно-слоистые, темно-серые, средне-крупнозернистые песчаники со слабой сортировкой и окатанностью обломочного материала. В песчаниках иногда удается наблюдать редкие прослои темно-зеленых биотитизированных туфов мощностью до 0.2—0.5 см.

Мощность 0.80 м.

4. В кровле пачки туфогенно-осадочных пород с резким переходом на песчаниках залегают неясно-слоистые, темноокрашенные биотитизированные туфы, содержащие небольшое количество обломочного терригенного материала.

Мощность 0.20 м.

**П о к р о в III.** После небольшого перерыва далее выходят афанитовые диабазы подошвы третьего лавового покрова, имеющие мощность в обнаженной части около 6.0 м. Средняя и верхняя части покрова в данном районе не обнажены. После 4-метрового перерыва в обнаженности в разрезе установлены породы средней толщи, которые в основании обнажения в средне-грубозернистых песчаниках содержат редкие угловатые гальки диабазов.

Общая мощность основных эффузивных пород в данном разрезе составляет 64.0 м.

Весьма широко нижнеятулийские эффузивные породы распространены на территории Северного Прионежья и в районе Кумсинской структуры. Количество лавовых покровов (потоков) в разрезах нижнего ятулия и мощности лавовой толщи здесь подвергнуты довольно значительным изменениям. Если в районе г. Медвежьегорска и его окрестностей лавовая толща, состоящая из 4 покровов (потоков), имеет мощность около 60 м (рис. 3, колонка XV), то в разрезах, расположенных к югу, число лавовых потоков и их общая мощность постепенно уменьшаются по мере выклинивания некоторых из них. В северо-восточном направлении от Медвежьегорска также происходит довольно резкое уменьшение мощностей основных эффузивных пород с 60 м у оз. Куйк-ярви до 10 м в разрезе, расположенном в районе железнодорожного моста через р. Вичку (рис. 3, колонка XIV). В районе г. Повенца мощность нижнеятулийских лав тоже не превышает 10 м (Соколов, 1963).

Достаточно выдержанный разрез эффузивных пород устанавливается в долине р. Кумсы. Лавовая толща, прослеженная на расстоянии более чем 20 км, состоит здесь из 2 потоков, имеющих суммарную мощность около 45.0 м (рис. 3, колонка XIII).

Наиболее полный разрез нижнеятулийских эффузивных основных пород для данной территории установлен в районе сев. окраины г. Медвежьегорска (разрез 3062). Геологическое описание этого разреза приведено в нашей работе, посвященной геологии и палеогеографии ятулийских



отложений Центральной Карелии (Соколов, Галдобина, Рылеев и др., 1970).

Нижнеятулийские эффузивы, кроме того, были изучены на территории Вороновоборского меднорудного месторождения (рис. 3, колонка XIX).

В подошве скалистого кряжа, протягивающегося в меридиональном направлении, несколько западнее главного разведочного карьера, установлено непосредственное налегание, по-видимому, одного диабазового покрова на грубозернистые, гравелистые песчаники нижней толщи, содержащие редкие маломощные прослои (до 20 см) и линзы (до 2—3 см) кремнистых известняков с тонкими слоями яшмовидных силицитов. Как песчаники, так и карбонатные породы в интервале 2.0—2.5 м содержат гнездообразные скопления зеленой хлоритовой слюдки, при этом степень хлоритизации резко возрастает к контакту с диабазами. В зоне непосредственного контакта осадочных пород с диабазами отмечен прослой мощностью 10—15 см сильно хлоритизированного и гематитизированного кристаллокластического туфа. Вышележащие биотитизированные диабазы имеют ровный, резкий контакт с подстилающими породами, плоскость контакта падает на северо-восток  $85^\circ$  под углом  $20^\circ$ . В основании лавовый покров сложен массивными, плотными афанитовыми диабазами, рассеченными тонкими нитевидными жилками эпидота. Диабазы постепенно переходят в среднезернистые диабазовые роговообманко-плагиоклазовые порфириды, содержащие крупные (до 0.5—0.7 см) лейсты плагиоклаза и роговой обманки, заключенные в слабо эпидотизированную основную массу, и тонкую гнездовую вкрапленность пирита и халькопирита. Кровлю потока слагают миндалекаменные диабазы (мандельштейны), по внешнему виду напоминающие пенистые лавы из-за обильного содержания хлоритовых, хлорит-кальцитовых и кальцит-кварцевых миндалинов. Шлаковая, грубоволнистая поверхность лавового покрова доступна непосредственному наблюдению в западной пологой стенке главного карьера. В кровле диабазовые мандельштейны сильно трещиноваты, хлоритизированы, в их основной массе и миндалинах отмечается обильная сульфидная вкрапленность пирита, халькопирита и реже борнита. В некоторых участках, в зависимости от обнаженности, можно наблюдать густую сеть жилок и гнезд яшмовидных, тонкополосчатых, иногда оруденелых яшмовидных силицитов. В некоторых случаях яшмовидные силициты в неровностях кровли потока образуют линзы мощностью до 0.5 м. Эти миндалекаменные диабазы, рассеченные жилами плотных мелкозернистых силицитов и имеющие вид брекчированных пород, Ю. С. Неуструев описал как эруптивные брекчии и привел в качестве доказательства интрузивной природы рассматриваемых диабазов.

Верхняя часть покрова местами размыва, поэтому контактовая поверхность с вышележащими осадочными породами среднего ятулия имеет неровную, бугорчатую форму, а в конгломератах основания вышележащей средней осадочной толщи отмечены многочисленные гальки диабазовых мандельштейнов, карбонатных пород, яшмовидных силицитов и кварца. Общая мощность нижнеятулийских основных пород в районе ур. Воронов Бор составляет 51.0 м.

В других районах (пос. Падун, оз. Фенькина-ламбина и др.) нижнеятулийские диабазы состоят из 2 лавовых потоков, внутреннее строение которых аналогично в общих чертах строению потоков вышеописанных разрезов.

Наибольшая изменчивость разреза нижнеятулийских основных пород территории Северного Прионежья отмечается в юг-юго-западном и северо-северо-восточном направлениях, а не в запад-северо-западном, что находится в тесной связи с фациальными условиями проявления нижнеятулийской фазы вулканизма.

Особенность площадного распространения и внутреннего строения лавовой толщи свидетельствует о наличии в районе г. Медвежьегорска (северный конец Повенецкого залива Онежского озера) подводящего канала (вулканического аппарата) нижнеятулийских лав. Замеры направления течения нижнеятулийских лав также указывают на их растекание из указанного района.

Нижнеятулийские эффузивы довольно широко распространены также на территории Западного Прионежья — в районе дер. Святнаволок, Койкары, Красная Речка и пос. Гирвас. Составленные в различных частях Олонецкой структуры разрезы лавовой толщи позволяют высветить особенности их внутреннего строения и площадного распространения. Лавовая толща нижнего ятулия на данной территории представлена

одним-двумя лавовыми покровами (потоками). Наиболее полный разрез основных эффузивов, состоящий из 2 лавовых потоков, установлен в районе руч. Луканоя, где его мощность равна 68 м. В остальных разрезах распространены лишь один лавовый поток, имеющий переменную мощность (рис. 3, колонки XX—XXVIII).

К северу и северо-востоку от пос. Гирвас мощность нижнеятулийских диабазов меняется довольно постепенно, на расстоянии 12 км происходит лишь незначительное ее уменьшение с 68 до 50—55 м в районе дер. Карташи (Харитонов, 1966). Более резко потоки диабазов выклиниваются в южном, восточном и западном направлениях. Если в районе руч. Луканоя мощность двух лавовых потоков равна 68 м (рис. 3, колонка XXIV), то уже в 6 км к юго-востоку, в районе дер. Красная Речка, один лавовый поток имеет мощность 40 м (рис. 3, колонка XXV), а на западном берегу оз. Суидозера (мыс Бригунनावолок) — 10 м (рис. 3, колонка XXVII). К югу от пос. Гирвас на протяжении 16 км также происходит довольно резкое выклинивание лав до 11 м в районе оз. Пялозеро (З. Т. Громова, В. В. Южанова, С. И. Зак). В районе дер. Койкары и оз. Викшозера один лавовый поток имеет мощность 25—36 м, что также свидетельствует о частичном выклинивании лав и в западном направлении.

Таким образом, внутреннее строение лавовой толщи и особенности площадного распространения эффузивов свидетельствуют о том, что в районе пос. Гирвас находился один из подводящих каналов нижнеятулийских эффузивов и что данная территория является областью самостоятельного проявления нижнеятулийского вулканизма. Кроме того, постоянство мощностей лавовой толщи к северо-востоку от пос. Гирвас свидетельствует о преобладании течений лав в этом направлении.

Общей особенностью диабазов Гирвасской вулканической зоны является весьма высокая степень их гематитизации, проявленная как в образовании густой сети тонких нитевидных жилок, приуроченных главным образом к системам трещин пластовой и поперечной отдельности, так и в форме развития гематита в виде пятен и гнезд по основной массе породы. Наибольшие количества гематита наблюдаются в афанитовых диабазах подошвы лавовых покровов (потоков) и в диабазовых мандельштейнах кровли. В последнем случае гематит нередко является одним из основных минералов (наряду с кварцем), заполняющих миндалины в мандельштейнах. Повсеместно в диабазах лавовых потоков отмечается тонкая вкрапленность сульфидов: пирита, халькопирита, а иногда халькозина и борнита.

Присутствие нижнеятулийских диабазов установлено и в ряде других ятулийских структур Центральной и Южной Карелии. В районе оз. Суоярви при проведении буровых работ А. М. Савина и Л. П. Галдобина выделили пласт основных пород, залегающий среди терригенных отложений, мощностью 20—25 м под названием метапорфиров, отнеся его на основании ряда геологических наблюдений к эффузивным образованиям. В дальнейшем буровыми работами по другим структурным профилям этот покров лав был установлен в пределах ряда других плективных структур района. В. А. Соколов (1963), рассматривая основные породы района оз. Суоярви, также относил их к числу эффузивных образований на основании четкой приуроченности на значительной площади к определенному стратиграфическому уровню, метаморфического воздействия диабазов на подстилающие породы основания и отсутствия воздействия в кровле потоков, а также по наличию местных размылов эффузивов и нахождению галек основных пород в составе конгломератов, залегающих на эффузивах.

Здесь же, в районе оз. Суоярви, было установлено уменьшение мощности нижнеятулийских лав в южном направлении и полное их выклинивание в районе хут. Хауккаваара.

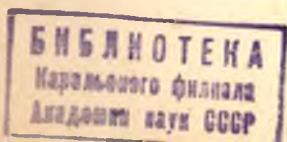
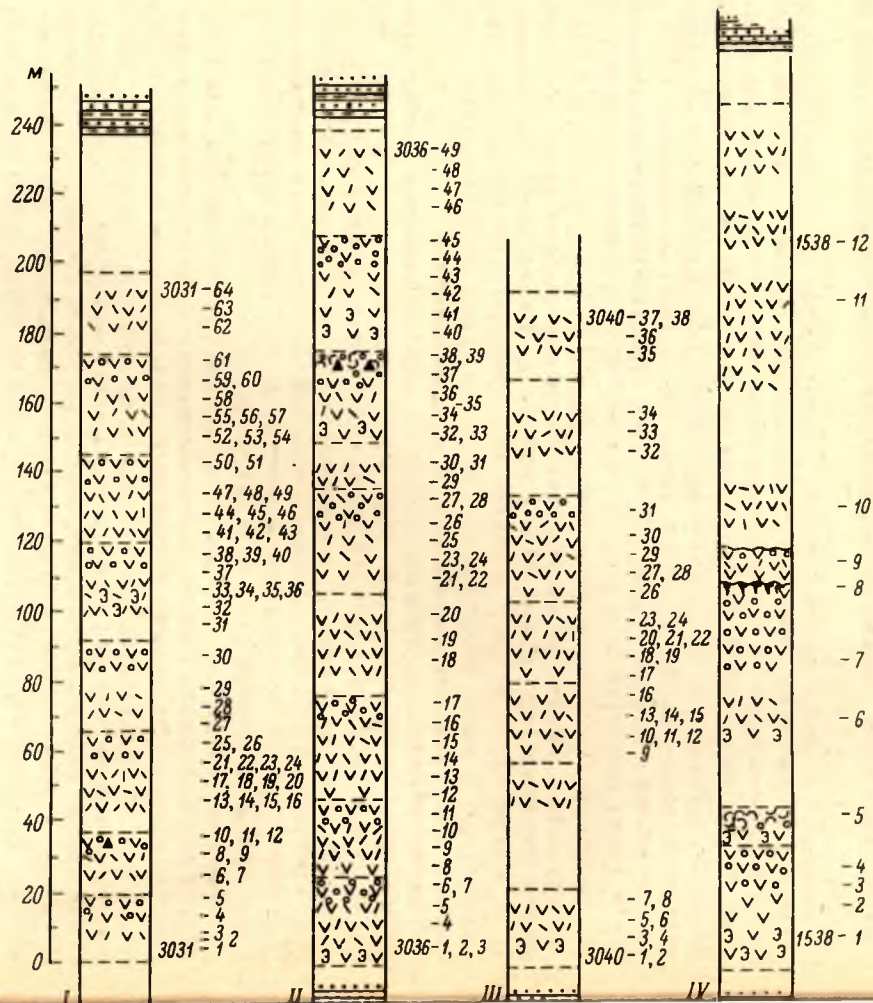
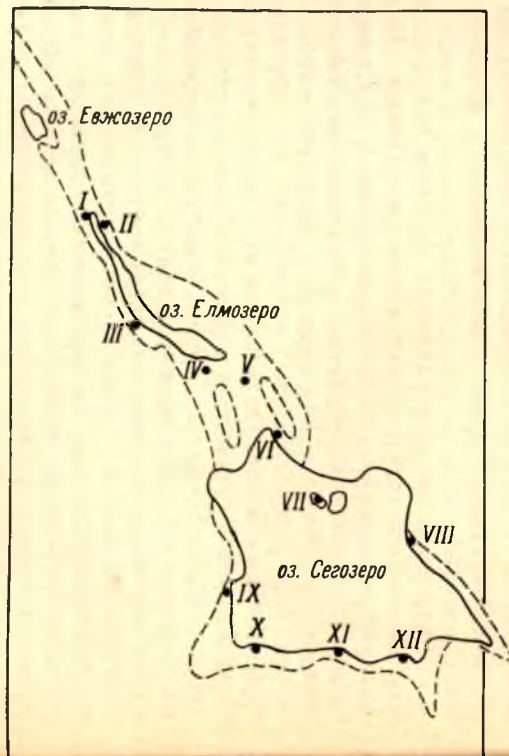




Рис. 5. Сводные колонки по разрезам среднеятулийских эффузивов Елмозерско-Сегозерской структуры.

Средний ятулий: 1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — диабазы; 5 — рогово-обманковые диабазовые порфиры; 6 — диабазы миндалекаменные; 7 — диабазовые автобрекчии; 8 — диабазовые шаровые лавы; 9 — туфы; 10 — яшмовидные силициты; 11 — зоны эпидотизации. Верхний ятулий: 12 — песчаники, сланцы; 13 — границы потоков и покровов установленные (а) и предполагаемые (б); 14 — места отбора проб и их номера.







К северу от оз. Суоярви, в районе пос. Костомукса, ятулийские отложения образуют узкую грабен-синклинальную структуру, выполненную осадками нижнего и частично среднего ятулия. Отмеченные здесь А. И. Кайряком миндалекаменные диабазы, залегающие на крупнозернистых карцито-песчаниках, нами рассматриваются как эффузивные образования, венчающие разрез нижнего ятулия. Мощность основных пород, по данным А. И. Кайряка, составляет около 70 м.

На территории Туломозерской и Чирко-Кемской структур основные эффузивные породы нижнего ятулия в разрезах достоверно не установлены, непосредственно на кварцито-песчаниках, по данным В. А. Соколова (1963), здесь залегают отложения либо песчано-сланцевой (р. Чирка-Кемь), либо терригенно-карбонатной (оз. Туломозеро) пачек среднего ятулия.

Таким образом, изложенный фактический материал по геологии основных эффузивных нижнеятулийских пород показывает, что в течение первой фазы вулканизма на значительной территории Центральной и Южной Карелии в различных фациальных условиях в пределах нескольких самостоятельных вулканических зон одновременно произошли лавовые излияния, в результате которых были сформированы обширные лавовые поля мощностью от 45 до 90 м. При этом следует отметить, что в настоящее время на территории Центральной и Южной Карелии вулканические аппараты, связанные с проявлением этой фазы вулканизма, достоверно неизвестны, так же как нет пока необходимых данных для выделения из многообразия тел габбро-диабазов интрузивных аналогов нижнеятулийских лав.

### Среднеятулийские вулканогенные образования

Основные вулканогенные породы среднеятулийского возраста широко распространены на площадях Елмозерско-Сегозерской, Янгозерско-Селецкой структур Центральной Карелии и на территории Северного и Западного Прионежья Южной Карелии.

Наиболее полные разрезы основных эффузивов среднего ятулия расположены на территории Елмозерско-Сегозерской структуры (рис. 5). Эффузивные породы, занимающие здесь верхнюю и значительную по мощности часть среднего ятулия, в виде широких полос без перерыва прослеживаются в крыльях структуры на всем ее протяжении от пос. Ругозера на севере до пос. Великая Губа (оз. Сегозеро) на юге.

Основные породы, повсюду залегая согласно с подстилающими и перекрывающими их осадочными породами, совместно с ними испытывают пликативную складчатость.

Одним из наиболее полных разрезов Елмозерско-Сегозерской структуры является разрез, расположенный в районе озера Энигиламби (межозерье Елмозера—Сегозера), где лавовая толща, состоящая не менее чем из 12 лавовых покровов (потоков), имеет мощность около 360 м (рис. 5, колонка V). В северо-западном и юго-восточном направлениях количество лавовых потоков и их суммарные мощности постепенно уменьшаются. В районе южного конца оз. Елмозера (оз. Лип-ярви) лавовая толща представлена 12 лавовыми покровами (потоками) с общей мощностью 250 м, а на северном побережье Елмозера в двух сближенных разрезах установлено 9 и 8 лавовых потоков общей мощностью соответственно 240 и 200 м (рис. 5, колонки I и II). Далее на северо-запад, вплоть до оз. Рудозера, происходит вначале постепенное уменьшение числа лавовых потоков и их мощностей, а затем и полное их выклинивание из разрезов. На площади Чиркокемской структуры, расположенной примерно в 20 км на северо-запад от оз. Ругозера, по данным В. А. Соколова (1963), основные эффузивные породы в разрезе ятулия полностью отсутствуют.

В южном и юго-восточном направлениях от оз. Энинги-ламби также наблюдается уменьшение мощностей диабазов, что зафиксировано несколькими разрезами, расположенными вдоль восточного побережья оз. Сегозера. На о. Шенонсаари в разрезе лавовой толщи среднего ятулия установлено 15 лавовых покровов и потоков с общей мощностью около 250 м (рис. 5, колонка VII), а в 15 км к юго-востоку, на восточном берегу оз. Сегозера, в районе Глухой Губы, лавовая толща состоит из 12 потоков и имеет мощность около 240 м (рис. 5, колонка VIII). Далее к юго-востоку, в районе Черной Губы, число лавовых потоков не превышает 8, а их мощность составляет примерно 200 м. На западном и южном берегах оз. Сегозера количество покровов и потоков основных лав в юго-восточном направлении уменьшается с 8 до 6, а их мощность меняется соответственно с 250 м у дер. Погост (рис. 5, колонка IX) до 100 м у дер. Кармасельга (рис. 5, колонка XII).

Дальнейшее поведение среднеятулийских эффузивов в разрезе ятулия в юго-восточном направлении от оз. Сегозера неясно, поскольку ятулийские отложения здесь почти полностью эродированы и небольшие их останцы (к северо-западу от пос. Телекино) содержат главным образом лишь породы нижнего ятулия. Те немногочисленные разрозненные выходы среднеятулийских эффузивов, которые сохранились здесь от эрозии, не позволяют составить полный разрез среднеятулийских основных пород этого района.

Опорным разрезом среднеятулийских диабазов для территории Елмозерско-Сегозерской структуры является разрез, расположенный на о. Шенонсаари оз. Сегозера (рис. 5, колонка VII).

Осадочные породы средней толщи, лежащие в основании среднеятулийских эффузивных диабазов, представлены частым переслаиванием разнозернистых песчаников с карбонатным цементом и тонкослоистых филлитовидных сланцев, которые в контакте с перекрывающими их диабазами имеют зону скарирования мощностью до 1.5—2.0 м. На некотором удалении от контакта в песчаниках обнаруживается лишь слабое окварцевание, а затем в них появляются тонкие иголки тремолита. По мере приближения к зоне непосредственного контакта степень амфиболитизации резко возрастает и здесь образуются лучистые и сноповидные агрегаты светло-зеленого тремолита.

На осадочных породах с резким и ровным контактом залегают многочисленные переслаивающиеся лавовые покровы и потоки, содержащие редкие прослои туфогенно-осадочных пород. Поверхность контакта осадочных пород средней толщи и перекрывающих их диабазов падает на юго-восток  $160^\circ$  под углом  $15^\circ$ .

**Поток I.** Подошва лавового потока сложена массивными, темно-зелеными, слабо эпидотизированными диабазами, которые в средней части постепенно переходят в среднезернистые разновидности. Кровля потока представлена мелкозернистыми диабазами, содержащими небольшое количество миндалиин, сконцентрированных в виде тонкого прослоя (в несколько сантиметров), который расположен непосредственно под корочкой закалки (2.0—3.0 см), состоящей из исключительно плотных темно-зеленых закаленных диабазов. Кровля лавового потока имеет пологую, широкоамплитудную волнистую поверхность, простираание гребней валиков которой устанавливается на  $105^\circ$  (рис. 6).

Мощность потока 5.5 м.

**Поток II.** Основание потока состоит из диабазов, которые участками настолько сильно насыщены миндалинами, что напоминают шлаковые лавы. Мощность этой шлаковидной миндалекаменной зоны равна 0—10 см. Выше следуют плотные афанитовые, слабо эпидотизированные и пиритизированные диабазы, а затем уже в кровле потока диабазовые мандельштейны и афанитовые диабазы корочки закалки. Кровля данного потока также имеет слабоволнистую поверхность с простираанием гребней валиков на  $95^\circ$ .

Мощность потока 1.05 м

**Поток III.** Мелкозернистые, сильно хлоритизированные диабазы подошвы лавового потока, имеющие участками брекчиевидную текстуру и обильную тонкую пиритовую и халькопиритовую вкрапленность, в середине переходят в среднезернистые, несколько рассланцованные и пиритизированные диабазы. В кровле потока устанавливаются полосчатые афанитовые диабазы корочки закалки, имеющие неровную, волнистую поверхность с простираанием гребней валиков на  $110^\circ$ .

Мощность потока 0.85 м.



**Поток IV.** Мелкозернистые афанитовые диабазы подошвы потока с резким контактом ложатся на волнистую поверхность подстилающих лав. В темно-зеленой массе афанитовых диабазов устанавливается обильная вкрапленность крупных кристаллов магнетита и пирита. В средней части потока развиты преимущественно эпидотизированные массивные диабазы, которые затем к кровле вновь переходят в афанитовые, закаленные диабазы.

Мощность потока 0.80 м.

**Покров V.** Залегающие непосредственно на ровной поверхности подстилающих диабазов сильно эпидотизированные мелкозернистые диабазы подошвы потока постепенно переходят в породы типа роговообманковых диабазовых порфиритов, а затем и в типичные диабазовые роговообманковые порфириты с многочисленными крупными таблитчатыми вкрапленниками роговой обманки. Порфириты в кровле потока приобретают миндалекаменную текстуру и постепенно переходят в свою очередь в собственно диабазовые мандельштейны. Зоны перехода порфиритов к типичным мандельштейнам в текстурном отношении важна тем, что в ней установлено исключительно большое количество удлиненных серповидных миндалин, представляющих



Рис. 6. Крупноволнистая поверхность кровли первого лавового потока среднего ятулия. О. Шенонсаари, оз. Сегозеро.

собой довольно крупные газовые пустотки, лежащие в плоскости, параллельной кровле потока. Серповидные миндалины (рис. 7), как правило, обнаруживают отчетливую ориентировку длинных осей и могут быть использованы в целях определения течения лавы. Многочисленные замеры ориентировок этих миндалин показали их преобладающее расположение на  $120^\circ$ . Непосредственно кровля лавового потока сложена типичными миндалекаменными диабазами (мандельштейнами), участками обнаруживающими брекчиевидную текстуру и по внешнему виду напоминающими автобрекчии.

Мощность покрова 33.0 м.

**Покров VI.** В подошве сложен мелкозернистыми, сильно эпидотизированными диабазами, содержащими крупные зоны и гнезда эпидозитов — пород, почти нацело состоящих из эпидота. Эпидотизированные диабазы постепенно сменяются вначале миндалекаменными разностями, а затем и собственно диабазовыми мандельштейнами. Мандельштейны, залегающие в кровле потока, содержат исключительно большое количество мелких неправильной формы миндалин и имеют вид типичных пенистых лав. Особенностью данного потока является отчетливо выраженная пластовая и поперечная отдельность, при этом по пластовой отдельности падающей на юго-восток  $160^\circ$  под углом  $20^\circ$ , развивается сильная эпидотизация, а по перпендикулярной к ней (падение на северо-запад  $320^\circ$  под углом  $70^\circ$ ) — многочисленные жилки альбит-гематитового (гематитовая слюдка) состава.

Мощность покрова 20.0 м.

**Покров VII.** Непосредственно на неровную поверхность подстилающих диабазовых мандельштейнов с резким контактом ложатся мелкозернистые диабазы подошвы данного потока. Массивные, однороднозернистые, в различной степени эпидотизированные диабазы постепенно переходят в мандельштейны с обилием удлиненных,

червеобразных миндалин биотит-хлоритового состава, ориентированных длинными осями на  $110^\circ$ . Породы потока пропитаны густой сетью тонких жилок альбит-гематитового состава.

Мощность покрова 13.0 м.

**Покров VIII.** В нижней части покрова установлены диабазы, в которых по пластовой отдельности интенсивно развита эпидотизация с образованием крупных гнезд и жил эпидозитов. Далее, вверх по разрезу, эпидотизированные диабазы постепенно переходят в диабазовые роговообманковые порфиры, содержащие тонкую рассеянную вкрапленность пирита и обилие мелких альбит-гематитовых жилок. Верхнюю часть порфировой зоны потока составляют миндалекаменные разности порфиров с большим количеством ориентированных, а  $120^\circ$  червеобразных миндалин. Кровля потока представлена диабазовыми мандельштейнами и автобрекчиями с гнездовой пиритовой и халькопиритовой минерализацией.

Мощность покрова 29.0 м.

**Покров IX.** Слабо эпидотизированные мелкозернистые диабазы со столбчатой отдельностью, залегающие в основании лавового покрова, постепенно в средней части сменяются роговообманковыми диабазовыми порфиритами, в которых установлены многочисленные столбообразные скопления миндалин («пористые цилиндры», по Устиеву, 1961). В ряде случаев наблюдается некоторая изогнутость верхних частей столбообразных скоплений миндалин в направлении течения лавы на  $100-120^\circ$ . Роговообманковые диабазовые порфиры участками содержат обильную вкрапленность пирита и халькопирита и многочисленные тонкие жилки гематитовой слюдки. По плоскостям пластовой отдельности в роговообманковых порфиритах развита интенсивная эпидотизация с образованием крупных тел и гнезд эпидозитов. В кровле покрова залегают брекчированные диабазовые мандельштейны с большим количеством эпидото-кварцевых миндалин (рис. 8). Нередко мандельштейны секутся густой сетью тонких (до 10 см) бескорневых жил диабазов («лавовые клинья», по Ритману, 1964).

Непосредственно в кровле покрова, в его обнаженной части, установлена зона с непостоянной мощностью (от 0.5 до 2.5 м), сложенная пятнистыми красновато-бурыми, зеленовато-серыми, сильно гематитизированными, эпидотизированными и участками окремненными породами, которые в основании слоя местами сохраняют реликты миндалекаменной текстуры. В ряде случаев удается наблюдать, как крупные «пористые цилиндры» с большой концентрацией миндалин разнообразной формы и величины из средней части покрова прослеживаются непосредственно в основании зоны сильно измененных миндалекаменных диабазов (мандельштейнов) кровли. Иногда создается впечатление, что зоны скопления миндалин и сами «пористые цилиндры» пространственно приурочены к крутостоящим неправильной формы трещинам. Породы в местах насыщения миндалинами сильно окварцованы и гематитизированы, а в находящихся здесь кварцевых гнездах установлено присутствие альбита, кальцита, пирита, халькопирита, гематитовой слюдки, турмалина и апатита. Без видимого резкого контакта к кровле покрова измененные породы постепенно переходят в массивные, тонкозернистые, полосчатые яшмовидные силициты, принимающие здесь форму пластового тела, согласно залегающего с породами вышележащего лавового потока. Эти породы представляют собой продукты поствулканической гидротермальной деятельности и являются гидротермально измененными диабазовыми мандельштейнами (вторичными кварцитами), а также типичными хомогенными кремнистыми осадками — яшмовидными силицитами, которые по условиям образования, по-видимому, соответствуют гейзеритам областей современного вулканизма (Набоко, 1959). «Пористые цилиндры» представляется возможным рассматривать как вероятные пути выхода газо-гидротермальных растворов или как фумарольные каналы (сифоны).

Мощность покрова 28.0 м.



Рис. 7. Серповидные миндалины в миндалекаменных роговообманковых диабазовых порфиритах среднего ятулия. О. Шенонсаари, оз. Сегозеро.



**Покров X.** Подошва покрова сложена сильно эпидотизированными диабазами, содержащими большое количество кварц-эпидот-гематитовых жилок. Выше следуют также интенсивно эпидотизированные роговообманковые диабазовые порфиристы с тонкой вкрапленностью пирита, халькопирита, иногда халькозина, а затем кровлю покрова составляют диабазовые мандельштейны. Мандельштейны содержат большое количество гематит-кварцевых и гематит-эпидотовых минералов.

Мощность покрова 30.0 м.

**Покров XI.** Залегающие в подошве покрова эпидотизированные диабазы довольно резко переходят в роговообманковые диабазовые порфиристы, которые выше сменяются диабазовыми мандельштейнами. Мандельштейны в кровле покрова сильно окварцованы, гематитизированы и имеют шлаковидный облик. В неровностях поверхности лавового покрова установлены довольно выдержанные по простираанию линзы красновато-бурых яшмовидных силицитов мощностью до 0.4 м.

Мощность покрова 27.0 м.

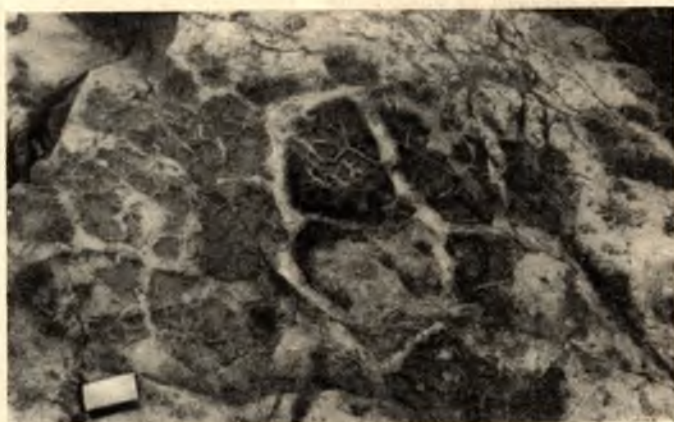


Рис. 8. Брекчированная поверхность кровли IX лавового покрова среднего ятулия. О. Шенонсаари, оз. Сегозеро.

**Покров XII.** С резким неровным контактом на подстилающих шлаковидных диабазовых мандельштейнах залегают мелкозернистые афанитовые диабазы, содержащие по трещинам пластовой отдельности большое количество кварц-эпидотовых жилок. Выше устанавливается постепенный переход к роговообманковым порфиритам, имеющим сильно эпидотизированную основную массу. Кровлю покрова составляют диабазовые мандельштейны с обилием жилок и гнезд яшмовидных силицитов.

Мощность покрова 25.0 м.

**Покров XIII.** Довольно сильно эпидотизированные, мелкозернистые диабазы основания покрова участками насыщены минералами и имеют отчетливую миндалекаменную текстуру. Выше по разрезу диабазы переходят в породы типа роговообманковых порфиритов, которые затем к кровле сменяются мандельштейнами. Мандельштейны являются в общем слабо эпидотизированными породами, в которых эпидотизация развивается участками и контролируется пластовой отдельностью. В ряде случаев в них устанавливается отчетливая полосчатая миндалекаменная текстура («слоистость течения») с ориентировкой минералов в пределах этих полос на  $130^\circ$ .

Мощность покрова 17.0 м.

**Покров XIV.** Основание покрова сложено эпидотизированными мелкозернистыми диабазами, которые к середине постепенно переходят в породы типа роговообманковых порфиритов. В дальнейшем диабазовые роговообманковые порфиристы сменяются миндалекаменными диабазами (мандельштейнами), пропитанными густой сетью кремнисто-гематитовых жилок. Мандельштейны данного покрова имеют весьма своеобразный внешний вид, их мелкозернистая сильно хлоритизированная основная масса содержит большое количество мелких (около 0.5 см), округлых, зональных минералов, выполненных с краев красновато-бурым гематитом, а в центре — сахаровидным кварцем. Мандельштейны сохраняют эти особенности своего строения и в других разрезах, удаленных от о. Шенонсаари до 10 км.

Мощность покрова 19.0 м.

Непосредственно на подстилающих мандельштейнах в юго-восточной части острова установлена пачка переслаивания туфогенно-осадочных пород, строение которой представляется в следующем виде (снизу вверх):

Туф хлоритизированный, неяснослоистый с тонкими прослоями среднезернистого туфопесчаника. . . . .	0.25 м
Туф хлоритизированный, тонкослоистый, иногда ритмично слоистый с трещинами усыхания и знаками ряби на плоскостях напластования, в кровле слоя сланцевая брекчия . . . . .	0.30 м
Туфоалевролит, темно-серый, тонкослоистый, с тонкими прослоями и линзами хлоритизированного туфа . . . . .	0.60 м
Перерыв . . . . .	0.4 м

**Покров XV.** Мелкозернистые, сильно рассланцованные диабазы, лежащие в основании покрова и пропитанные густой сетью тонких нитевидных жилок кварц-гематитового состава, в 2.0—2.5 м от подошвы постепенно переходят в среднезернистые разновидности диабазов. Диабазы подверглись сильному химическому выветриванию, в результате чего они превращены в пятнистые, белесые породы, состоящие в основном из тонкочешуйчатого слюдястого (серицитового) агрегата, в котором лишь микроскопически устанавливаются реликты первичной диабазовой структуры.

Мощность покрова около 6.0 м.

После небольшого перерыва в обнаженности (1.5 м по мощности) выше лавовых покровов установлены ритмично переслаивающиеся песчано-гравелитовые отложения низов верхней толщи. В 0.5 км к юго-востоку, на берегу о. Шенонсаари, установлен второй непосредственный контакт верхней толщи с диабазами, где мелкогалечные полимиктовые конгломераты с гальками кварца, диабазов и силицитов залегают на размытой поверхности XIV лавового покрова. Конгломераты постепенно переходят вверх по разрезу вначале в грубозернистые, косослоистые, плохо отсортированные песчаники, а затем в горизонтальнослоистые средне-крупнозернистые песчаники с прослоями глинистых алевролитовых и рудных гематитовых сланцев. Общая мощность разреза среднетулийских лав о. Шенонсаари составляет, таким образом, около 250 м.

Строение лавовой толщи в других разрезах данной структуры также напоминает многократное переслаивание лавовых потоков и покровов о. Шенонсаари, с тем лишь отличием, что иногда между лавовыми покровами (потоками) либо чаще устанавливаются прослои туфогенно-осадочных пород, либо в разрезе появляются шаровые лавы. Особенности внутреннего строения отдельных лавовых покровов (потоков) такие же, как и на о. Шенонсаари.

Некоторое исключение составляют лавовые покровы (потоки), содержащие шаровые лавы либо полностью состоящие из шаровых лав. Наиболее отчетливо выраженными и морфологически разнообразными являются шаровые лавы о. Лехта II и восточного берега оз. Сегозера (Глухая Губа).

Шаровые лавы представляют собой эффузивные образования, возникшие в условиях главным образом подводных лавовых излияний и обладающие отчетливо выраженной шаровой (подушечной) текстурой, характеризующейся наличием обособленных сферических или удлиненных тел, каждое из которых имело собственные поверхности охлаждения и формировалось как самостоятельная часть лавового покрова (потока). Различная степень обособленности шаров, их форма и размеры, пространственное расположение, разнообразные сочетания друг с другом, присутствие лавового цемента — все это существенным образом влияет на морфологические особенности шаровых лав.

Лавовый поток шаровых лав острова Лехта II целиком представляет собой скопление различных по величине и форме шаров, заключенных в небольшое количество лавового цемента (рис. 9). Отдельные шары, имеющие преимущественно округлую, овальную или сплюснутую форму и размеры в диаметре от 0.10 до 0.60 м (редко до 1.0 м), цементируются либо насыщенными миндалинами, либо афанитовыми слабополосчатыми диа-



базами. Как правило, во всех шаровых лавах в межшаровых пространствах отмечается присутствие гидротермальных минералов — кальцита, эпидота, кварца либо хемогенного кремнисто-гематитового или известково-кремнистого материала. Отдельные шары имеют преимущественно четкие, резкие контуры, подчеркнутые нередко эпидотовой каймой,

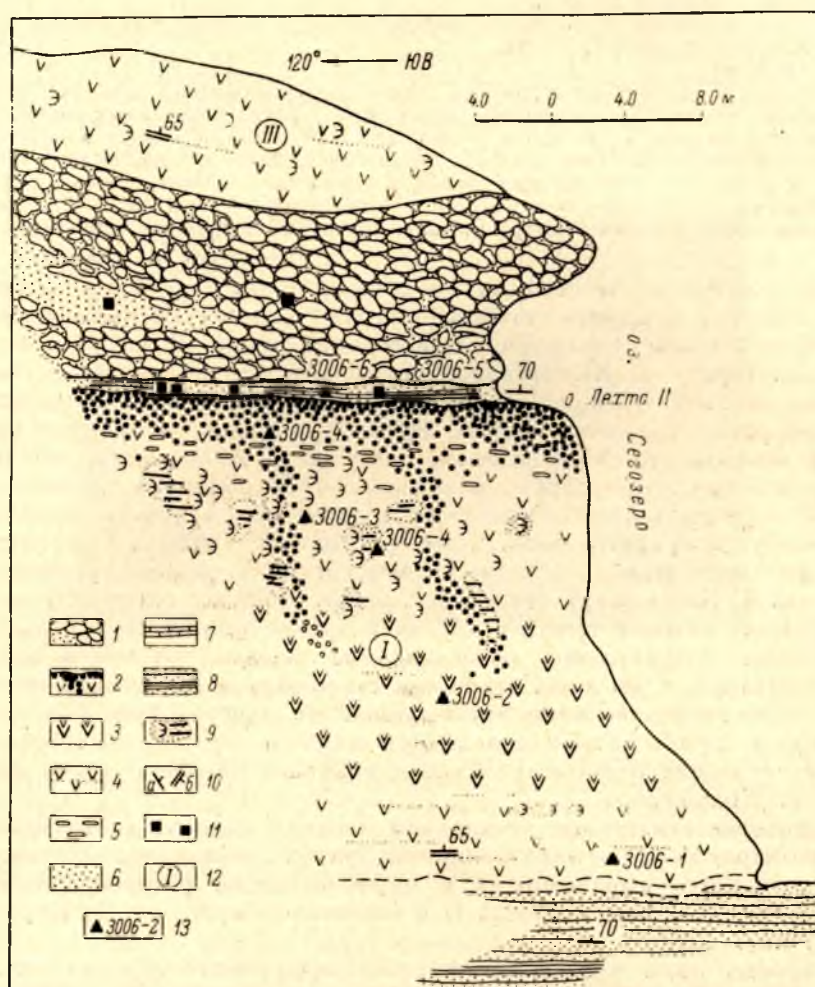


Рис. 9. Строение лавовых покровов о. Лехта II оз. Сегозера (план).

1 — шаровые лавы миндалекаменных диабазов; 2 — миндалекаменные диабазы кровли лавового покрова; 3 — роговообманковые диабазовые порфириды; 4 — диабазы афанитовые с пластовой отдельностью; 5 — горизонт серповидных миндалинов; 6 — песчаники с кремнистым цементом; 7 — линзы травертинов; 8 — кварциты; 9 — зоны эпидотизации с кварцевыми жилами; 10 — элементы залегания слоистости (а), пластовой отдельности (б); 11 — зоны пиритизации; 12 — номера лавовых покровов; 13 — места отбора проб и их номера.

благодаря которой они рельефно выделяются из общей лавовой массы (рис. 10). Большинство шаров обнаруживает зональное строение, которое заключается в наличии во внешней части плотной афанитовой корочки закалки, сменяющейся к центру пористой миндалекаменной массой. Центральная часть шаров складывается преимущественно среднезернистыми, массивными диабазами, совершенно не содержащими миндалинов, лишь

в некоторых шарах в середине устанавливается центральная газовая полость.

В исследованных районах Карелии шаровые лавы очень редко образуют самостоятельные покровы (потоки), чаще всего они устанавливаются в кровле обычных покровов, где слагают зону мощностью 2.0—3.0 м. Лавовые покровы с шаровыми лавами в кровле встречены в районе южного берега оз. Сегозера (Гарьус-губа), в береговых выходах у дер. Погост и в Орчень-губе оз. Сегозера. В районе южного берега оз. Елмозера и севернее его шаровые лавы в разрезах среднеятулийских эффузивов не установлены.

В кровле лавовой толщи Елмозерско-Сегозерской структуры в ряде участков на диабазовых мандельштейнах и роговообманковых порфиритах



Рис. 10. Морфология среднеятулийских шаровых лав второго покрова о. Лехта II оз. Сегозера.

верхнего XV покрова установлено наличие коры химического выветривания мощностью до 1.0 м (Соколов, Хейсканен, 1966). Наиболее интенсивно континентальное выветривание основных пород среднего ятулия проявлено в обнажениях акватории оз. Сегозера — на островах Каличьего архипелага (Шенонсаари, Макконсаари, Огмусаари), в Глухой Губе и зал. Летепоя.

Значительную по объему часть среднего ятулия на территории Янгозерско-Селецкой структуры занимают излившиеся породы, представленные многочисленными переслаивающимися лавовыми покровами и потоками (рис. 11). По внутреннему строению и характеру площадного распространения основные породы Янгозерско-Селецкой структуры распадаются на две зоны: Селецко-Маслозерскую и Янгозерско-Чинозерскую, эффузивы каждой из которых являются, по-видимому, продуктами извержений самостоятельных вулканических аппаратов.

В соответствии со структурным планом вмещающих осадочных пород согласно залегающие с ними вулканогенные образования отчетливо прослеживаются по простирацию в виде различной ширины полос либо в крыльях, либо в центральных частях складчатых структур. В пределах Чинозерской синклинали диабазы среднего ятулия распространены в ее центральной части, а в районе оз. Гювя слагают ядро пологой брахиантиклинали. Значительную площадь среднеятулийские эффузивы занимают на территории Янгозерской синклинали, где они совместно с породами верхней толщи образуют довольно сложный структурный узор и выполняют



центральные части нескольких брахиморфных складок. В районе озер Селецкого и Маслозеро эффузивы в виде узких полос непрерывно прослеживаются вдоль крыльев основных и краевых синклинальных структур, подчеркивая характерные особенности складчатого плана района.

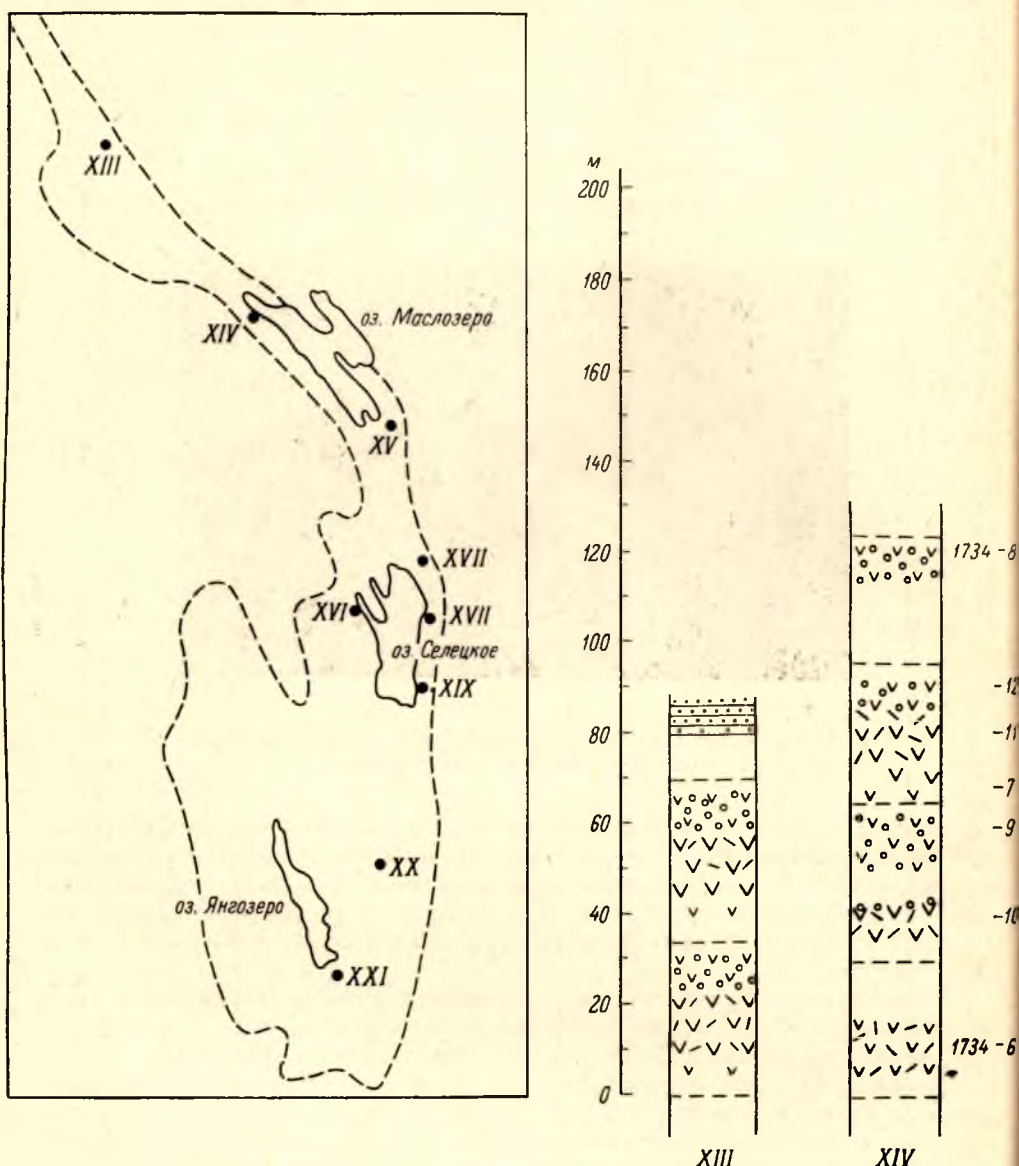


Рис. 11. Сводные колонки по разрезам среднеятулийских эффузивов Янгозерско-Селецкой структуры.

Условные обозначения см. на рис. 5.

Наиболее полный разрез среднеятулийских эффузивов в Селецко-Маслозерской зоне установлен на западном берегу оз. Хизьярви (оз. Селецкое), где лавовая толща, состоящая из 6 лавовых покровов, имеет мощность около 200 м (рис. 11, колонка XVI). К югу от оз. Хизьярви происходит достаточно быстрое уменьшение мощности основных пород, и

в разрезе, расположенном в районе дер. Сельги, лавовая толща имеет 3 покрова общей мощностью 76 м (рис. 11, колонка XIX). Далее на юг, в районе оз. Нижнего Мярата и р. Ломчозерки, по-видимому, происходит полное выклинивание эффузивных покровов. К северу, северо-востоку

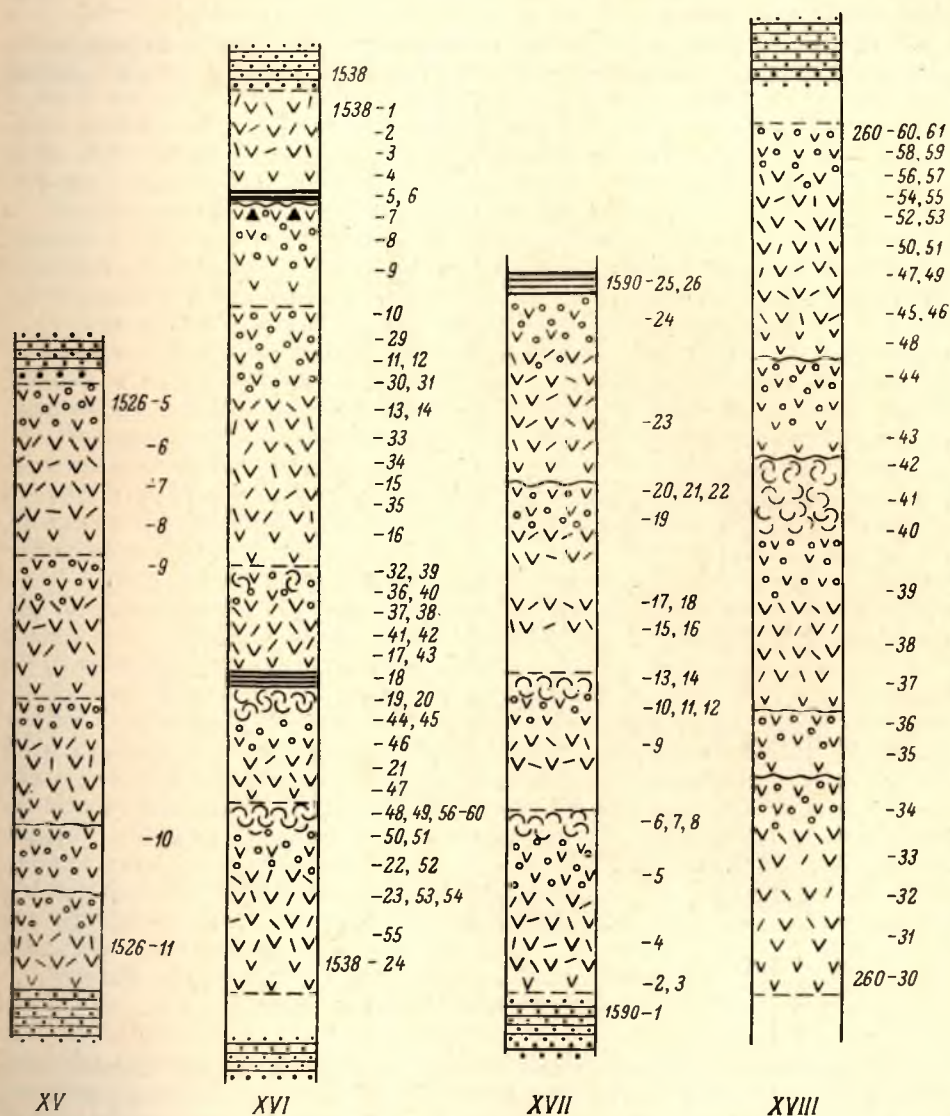


Рис. 11 (продолжение).

и северо-западу также наблюдается уменьшение мощностей лавовой толщи, но более постепенное, чем в южном направлении. На северном берегу оз. Селецкого диабазы среднего ятулия образуют не менее 4 лавовых покровов суммарной мощностью 156 м (рис. 11, колонка XVII). На территории Маслозерской синклинали эффузивы имеют также переменную мощность. В южном конце оз. Маслозера лавовая толща состоит из 5 покровов и имеет мощность 135 м (рис. 11, колонка XV), а на северном его берегу она представлена 4 покровами и ее мощность не превышает 124 м (рис. 11, колонка XIV). Далее на северо-запад по простиранию структуры



эффузивные породы были установлены в районе р. Воломы, где они образуют только 2 лавовых покрова (потока) с общей мощностью примерно 70 м (рис. 11, колонка XIII). По-видимому, дальше к северу происходит полное выклинивание основных эффузивных пород, поскольку на территории Чирко-Кемской структуры в разрезе ятулия они уже не установлены (Соколов, 1963).

В пределах этой зоны также отчетливо проявлена приуроченность лавовых покровов, имеющих в кровле шаровые лавы, к низам лавовой

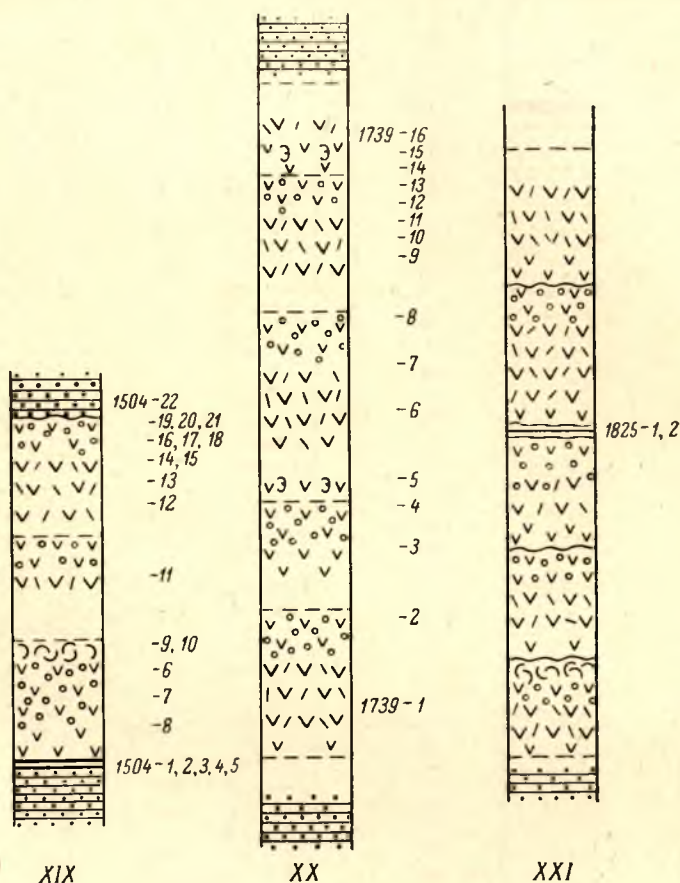


Рис. 11 (продолжение).

толщи среднего ятулия. Шаровые лавы в основании лавовой толщи здесь были установлены на северо-восточном берегу оз. Селецкого (разрез 1590), в истоках р. Лужмы (разрез 260), в районе дер. Сельги (разрез 1504) и на западном берегу оз. Маслозера. В эффузивах верхнего лавового покрова в районе дер. Сельги (разрезы 1504 и 260) также установлены признаки коры химического выветривания со следами ее слабого перемыва. Мощность выветрелых диабазов в настоящее время здесь составляет около 1.0 м.

Лавовая толща среднего ятулия и ее внутреннее строение на площади Янгозерско-Чинозерской зоны структуры к настоящему времени полностью не изучены. Два детальных разреза лавовой толщи: один в районе южного берега оз. Янгозера (разрез 1825), другой — на правом берегу р. Янгозерки, в 3 км к юго-западу от пос. Гумарино (разрез 1739), — не дают полного представления об основных породах этого района. В каждом

из этих разрезов установлено по 5 лавовых покровов (потоков), имеющих примерно одинаковую мощность около 150 м. Однако маршрутными наблюдениями в районе, расположенном к северу от оз. Чинозера, в лавовой толще было установлено не менее 9 лавовых покровов с общей мощностью около 250 м. К югу, востоку и северо-востоку, по-видимому, происходит постепенное уменьшение их мощности, и, вероятно, в районе р. Ломчезерки наблюдается полное выклинивание эффузивов из разреза. Распространение эффузивов к западу и северу от этого района в настоящее время установить не представляется возможным, поскольку в условиях современного эрозионного среза ятулийские отложения здесь вообще отсутствуют, а на территории Лубосалминской и Мотко-Воломской структур в разрезе ятулия сохранились лишь осадки нижней кварцито-песчаниковой толщи.

Морфологические особенности лавовых покровов (потоков), их внутреннее строение и сочетания в разрезах в общем подобны эффузивам Селецко-Маслозерской зоны. Здесь также в основании лавовой толщи распространены покровы с шаровыми лавами, которые были установлены в разрезе южного берега оз. Янгозера (разрез 1825) и в обнажениях, расположенных в 1.5 км к северо-востоку от дер. Янгозера, а также на западном и восточном берегах оз. Чинозера. На территории Янгозерско-Чинозерской зоны верхние лавовые потоки в районе южного берега оз. Янгозера, р. Янгозерки и дер. Совдозеро несут признаки некоторого континентального химического выветривания и имеют внешний вид выветрелых эффузивов района оз. Селецкого и дер. Погост (оз. Сегозеро). Мощность выветрелых пород и пород, затронутых выветриванием, здесь составляет около 1—2 м.

В районе Северного Прионежья основные породы среднего ятулия изучались главным образом в пределах Кумсинской краевой синклинали (долина р. Кумсы) и северного обрамления Онежской структуры, от г. Повенца до ст. Пергуба (рис. 12).

Анализ фактического материала показывает, что строение лавовой толщи Северного Прионежья отличается большей сложностью, чем любого другого района исследованной территории. Наибольшее число (девять) лавовых покровов (потоков) установлено в разрезе, расположенном на северо-западной окраине г. Медвежьегорска (разрез 3062), однако их общая мощность, равная 140 м, не является максимальной для этого района (рис. 12, колонка XXV). Наиболее мощным оказался разрез, расположенный в районе оз. Фенькина-ламбина (р. Кумса, разрез 411), где эффузивы имеют суммарную мощность 250 м по 7 лавовым покровам (рис. 12, колонка XXII).

Данные, полученные при составлении разрезов, свидетельствуют о том, что от г. Медвежьегорска во все стороны (за исключением северо-западного направления) происходит достаточно резкое сокращение числа лавовых покровов и уменьшение их суммарных мощностей от 140 до 80 м. В районе, прилегающем к оз. Фенькина-ламбина (р. Кумса) устанавливается вторая зона (Кумсинская) повышенных мощностей лав, непосредственно соединяющаяся с Медвежьегорской. Совокупность геологических и палеовулканологических наблюдений позволяет предположить наличие в районе г. Медвежьегорска (северная часть Повенецкого залива Онежского озера) магмоподводящего канала-центра лавовых излияний. Не исключено, что повышенные мощности эффузивов района оз. Фенькина-ламбина также связаны с функционированием другого самостоятельного центра лавовых излияний.

В районе г. Медвежьегорска среднеятулийские терригенные грубообломочные породы, сформированные в прибрежных условиях аллювиальной фации, перекрываются мощной лавовой толщей основных эффузивных пород.



В разрезе, расположенном на северо-западной окраине г. Медвежьегорска (разрез 3062), основные эффузивы с непосредственным контактом залегают на грубообломочных гравелит-конгломератовых осадках верхов средней толщи. Зона контакта, вскрытая в нескольких участках трап-

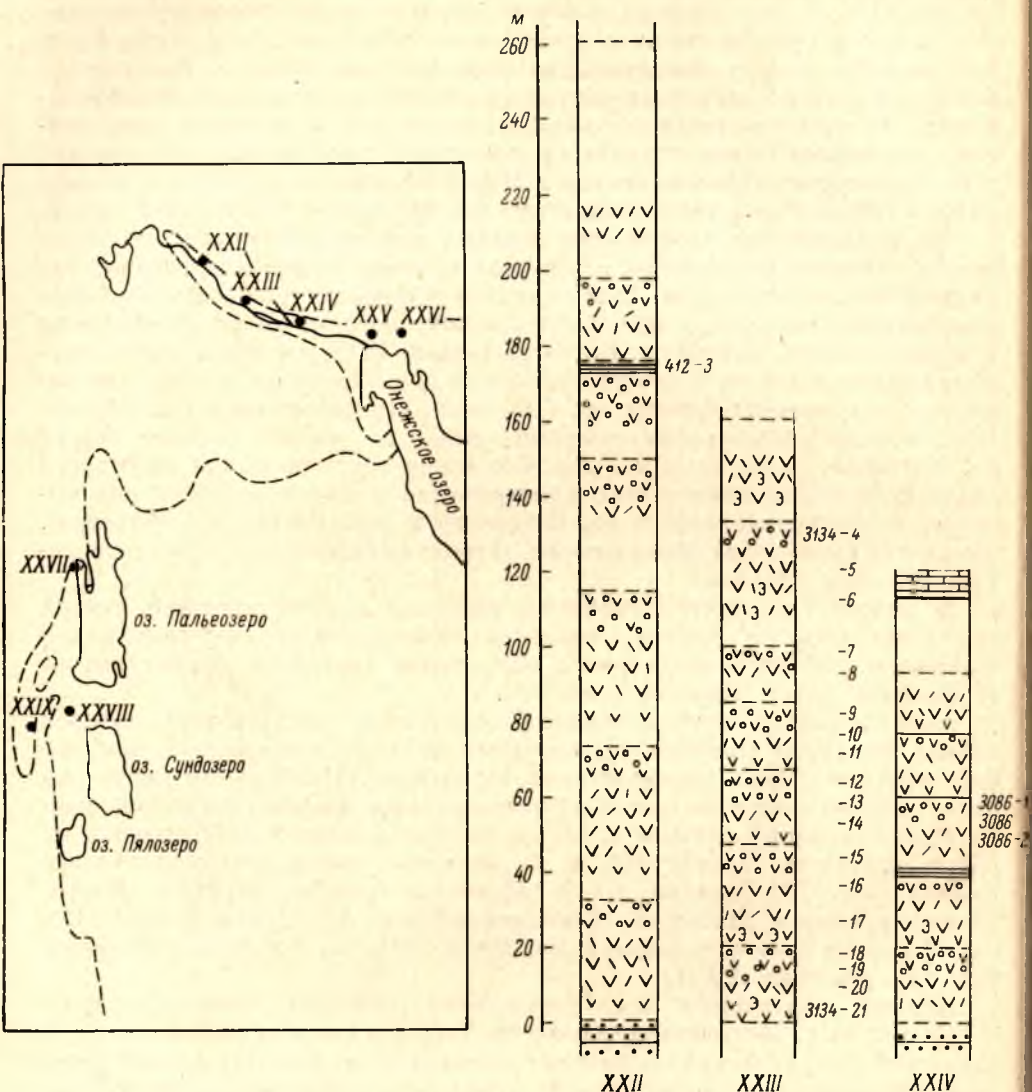


Рис. 12. Сводные колонки по разрезам среднеятулийских эффузивов Кумсинской и Пальеозерской структур Северного и Западного Прионежья.

Условные обозначения см. на рис. 5.

шеями, имеет ровную поверхность и прослеживается до 1.5 м по падению. Эффузивы среднего ятулия здесь, так же как и в других районах, образуют серию (девять) лавовых покровов общей мощностью 140 м, разделенных иногда прослоями туфогенно-осадочных пород. Краткое описание этого разреза приведено в работе В. А. Соколова, Л. П. Галдобинной и др. (1970).

На территории Пальеозерской структуры Западного Прионежья, в районе озер Пальеозера, Сундозера, Пялозера и дер. Койкары, основные эффузивные породы в разрезе среднего ятулия резко преобладают над собственно осадочными породами (рис. 12, колонки XXVII—XXIX).

Осадочная толща этого района представлена переслаивающимися грубообломочными, косослоистыми, мелкогалечными конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, сланцами (Койкарско-Пальеозерская зона), а также терригенно-карбонатными и карбонатными осадками (Сундозерско-Пялозерская зона), сформированными в условиях

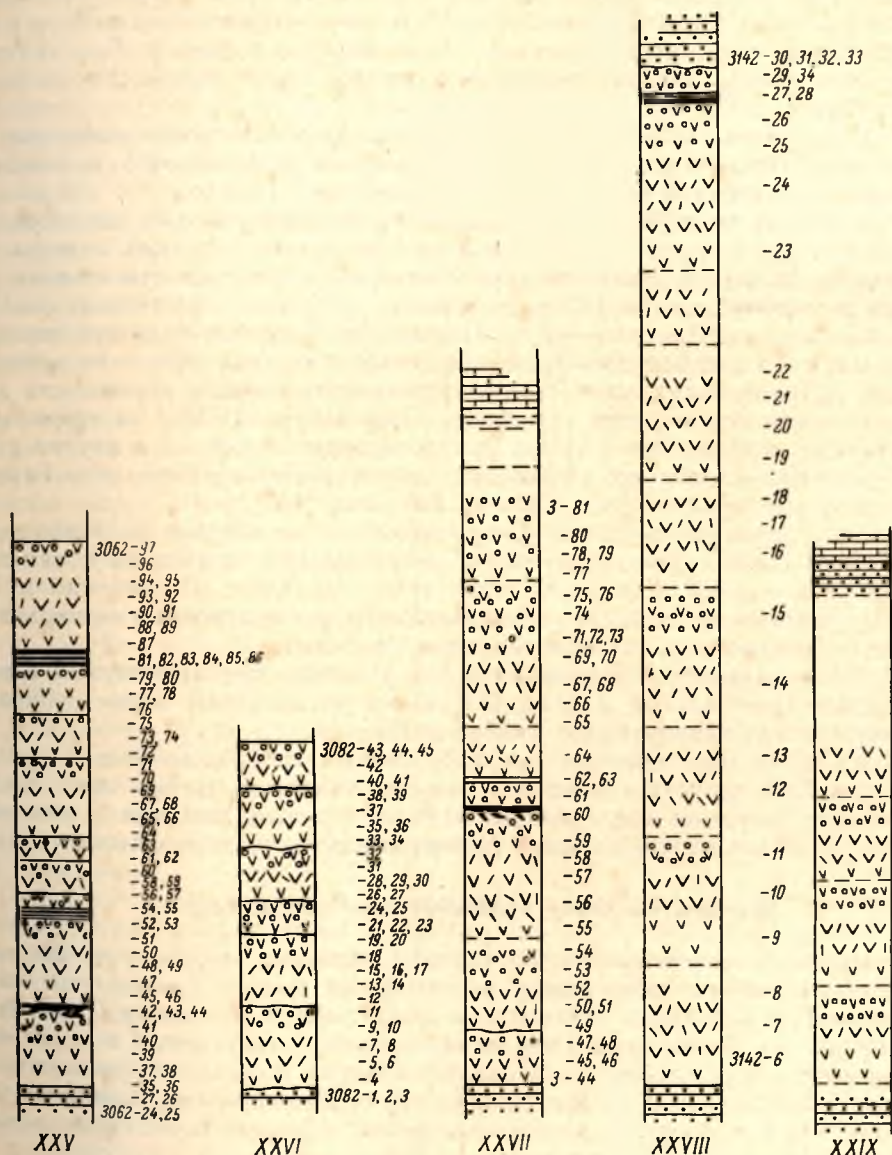


Рис. 12 (продолжение).

либо аллювиально-прибрежной, либо бассейновой фациальных обстановок с карбонатным типом осадконакопления. Все осадочные породы среднего ятулия несут признаки влияния вулканизма на их формирование, они повсеместно в цементах содержат большое количество хемогенного гематит-кремнистого материала, который нередко образует самостоятельные прослои кремнистых, гематитовых и гематит-кремнистых сланцев, а также прослои туфогенно-осадочных пород. Эффузивные диабазы среднего ятулия на территории Западного Прионежья имеют максимальную



мощность, равную 270 м в районе пос. Гирвас (руч. Луканоя), где они образуют 9 лавовых покровов, переслаивающихся с пачками туфогенно-осадочных пород (рис. 12, колонка XXVIII).

В разрезе, расположенном в 3.5 км на северо-восток от дер. Святна-волок, на западном берегу оз. Пальеозера, лавовая толща, состоящая из 7 покровов, имеет мощность 70 м. В то же время на западном берегу полуострова, в северном конце оз. Пальеозера, в районе о. Бол. Букки, отмечено шесть лавовых покровов (потоков) общей мощностью не более 50.0 м.

В пределах Пальеозерской структуры отмечается постепенное выклинивание лавовой толщи в южном и северном направлениях и довольно резкое в восточном и западном от района пос. Гирвас.

Изучение текстурно-структурных особенностей лавовых покровов позволило произвести в довольно многочисленных участках замеры направлений течения лав. Используя эти данные в совокупности с целым рядом геологических наблюдений, удалось установить растекание лав из района юго-западного конца оз. Пальеозера. В дальнейшем при исследовании этого района здесь были обнаружены остатки одного из древнейших вулканических аппаратов — подводящего канала ятулийских лав, расположенного в русле водосброса Пальеозерской ГЭС, на территории северной окраины пос. Гирвас. Таким образом, впервые для ятулия в Западном Прионежье был установлен магмоподводящий аппарат — Гирвасский полигенный вулкан (Светов, Голубев, 1967).

На территории других структур подобным же образом были или определены районы предполагаемого расположения подводящих каналов, или установлены конкретные тела габбро-диабазов (Сонгинский и Орченьский некки), которые рассматриваются как эрозионные останцы корней вулканических магмоподводящих построек.

Кроме основных эффузивных пород в составе среднего ятулия в ряде районов Центральной и Южной Карелии установлены также субвулканические тела интрузивных габбро-диабазов.

Из всего многообразия тел интрузивных габбро-диабазов к среднеятулийским относятся лишь те, которые являются прежде всего подводящими каналами лав среднего ятулия, а также дайками и силлами, находящимися в тесной связи с формированием этих подводящих каналов.

### **Верхнеятулийские вулканогенные образования**

В пределах изученной к настоящему времени территории Карелии верхнеятулийские эффузивные образования распространены на ограниченных площадях и установлены пока лишь в Западном Прионежье, в районе оз. Пальеозера. Они пространственно приурочены к зонам наиболее активных глубинных разломов, которые в свою очередь контролировали распределение интрузивных тел габбро-диабазов. Одним из наиболее полных разрезов верхнеятулийских эффузивов является разрез, расположенный в северном конце оз. Пальеозера.\*

Верхнеятулийская лавовая толща мощностью 65.0 м, состоящая из 17 лавовых потоков, в основании имеет постепенный переход к субвулканическим породам типа габбро-диабазов. Силл габбро-диабазов, имеющий мощность 65.0 м, в данном районе прослежен на несколько километров, в разрезе он сложен темно-зелеными меланократовыми габбро-диабазами с равномернозернистой основной массой. В зоне контакта с эффузивными породами габбро-диабазы имеют миндалекаменную текстуру и более мелкозернистое сложение. Первый лавовый поток имеет довольно резкую

\* Разрез составлен в 1969 г. совместно с А. И. Голубевым.

и четкую границу с подстилающими габбро-диабазам, которая устанавливается по наличию зоны закалки как в габбро-диабазам, так и в афанитовых диабазам. Во всех последующих потоках также наблюдаются четкие контакты, подчеркнутые наличием либо волнистых поверхностей в кровле потоков, либо брекчированных диабазов.

Основание и середина потоков, как правило, сложены афанитовыми плотными диабазам, которые к кровле переходят в лавобрекчии (автобрекчии). Мощность зоны брекчирования в потоках различная — от нескольких сантиметров до 2—2.5 м. В лавобрекчиях постоянно отмечается интенсивная эпидотизация, окварцевание и реже пиритизация и турмалинизация. В некоторых потоках устанавливается упорядоченное расположение обломочного материала (обломочков корки закалки) в виде полос и языков. Нередко видны следы обволакивания крупных глыб мелкоиздробленным материалом и вдавливание мелкого материала в промежутки между крупными глыбам. В это же время в кровле лавовых потоков в некоторых случаях устанавливаются языкообразные струи, связанные с деформацией поверхностной корочки закалки внутриводным перемещением обломочного материала. Все эти наблюдения, а также данные по непосредственному выклиниванию лавовых потоков, позволяют сделать предположение о растекании лав в северо-восточном и восточном направлениях. Морфология лавовой толщи и взаимоотношение с субвулканическими габбро-диабазам дают основание связывать образование лавовой толщи с выходом лав на поверхность при формировании на небольшой глубине силла габбро-диабазов. При этом, по-видимому, прорыв произошел на небольшом удалении к югу—юго-востоку от изученного разрыва.

На острове Мал. Букки (оз. Пальеозеро) установлено также 14 потоков лавобрекчий, по-видимому представляющих среднюю часть разреза верхнеятулийских эффузивов, их морфология и условия залегания показаны на рис. 13.

В настоящее время есть основания предполагать, что наиболее активно лавовые излияния в верхнем ятулии были проявлены в районе Западного Прионежья в суйсарское время, в связи с чем суйсарский вулканический комплекс по времени формирования, вероятно, следует считать синхронным лавовым излияниям верхнеятулийской фазы вулканизма Центральной Карелии.

Одновременно с лавовыми излияниями в течение верхнеятулийской фазы вулканизма произошло формирование многочисленных силлов и даек габбро-диабазов. Пространственно большинство даек габбро-диабазов приурочено либо к крыльям флексурообразных изгибов пород на блоках фундамента с различной амплитудой поднятий (опусканий), либо к зонам глубинных разломов и трещинам их оперения.

Силлы габбро-диабазов встречаются лишь в центральных и в наименьшей степени эродированных частях структур, где они образуют согласно залегающие с вмещающими породами залежи и совместно с ними участвуют в складчатости. Наиболее типичные силлы установлены в районе оз. Янгозера, оз. Сегозера (Орченьский силл), оз. Селецкого (Сонгинский силл), р. Кумсы (силл «Медные Горы») и др.

В настоящее время для среднего протерозоя (ятулия) Карелии известно довольно большое количество радиологических определений возраста пород (Полканов, Герлинг, 1961; Кратц, 1963; Герлинг и др., 1965). В табл. 1 приведены лишь те определения, которые сделаны из ятулийских образований исследованной нами территории Западно-Карельской синклинальной зоны и некоторых прилегающих районов.

Возраст верхнекарельских (ятулийских) образований по принятой в настоящее время радиохронологической шкале соответствует интервалу



времени 1950—1750 млн лет. Большинство приведенных значений возраста основных пород ятулийского вулканического комплекса в общем соответствует общепринятому интервалу времени формирования ятулийских отложений Карелии и их аналогов на территории Балтийского щита. Тем

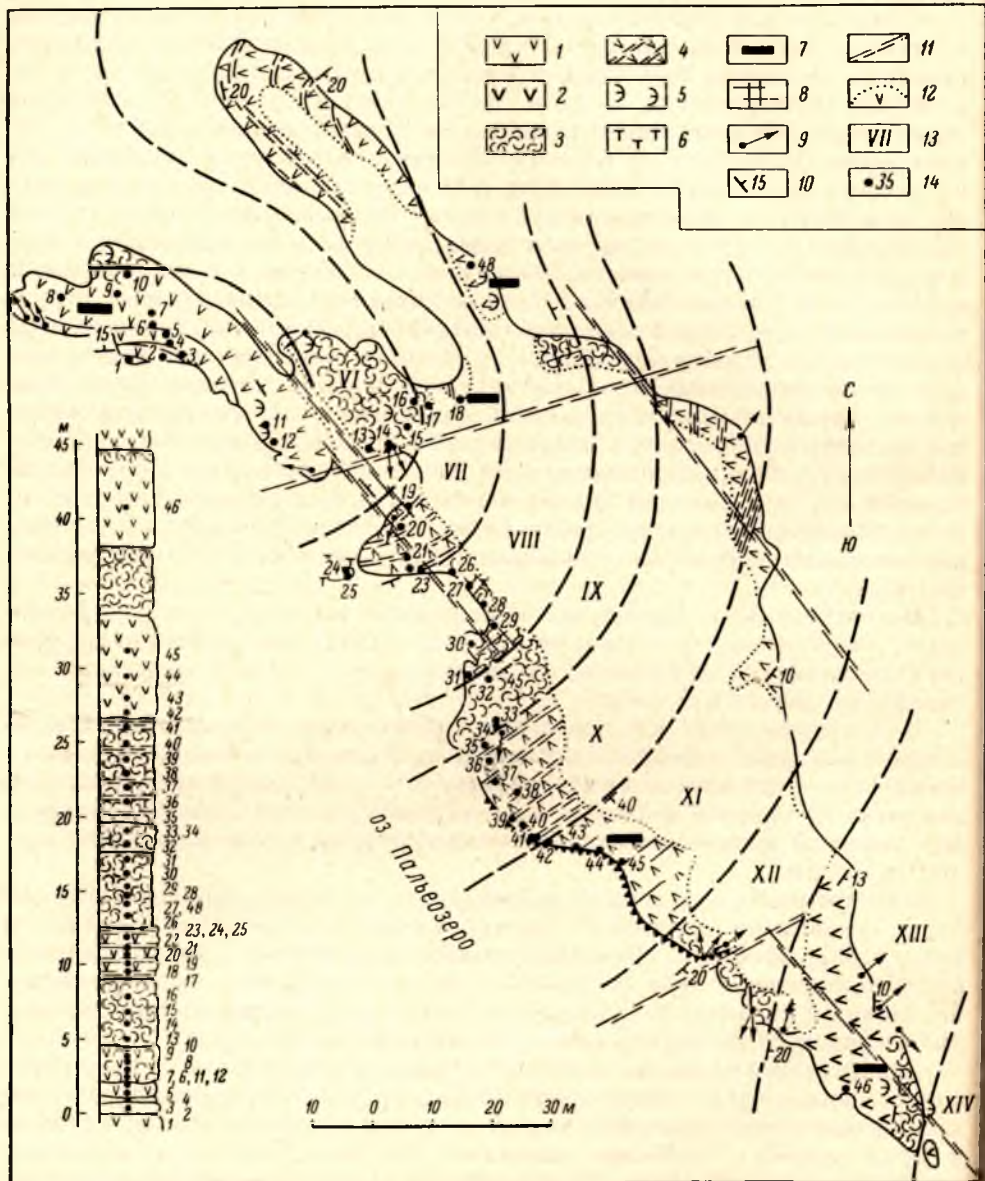


Рис. 13. Морфология потоков диабазовых лавобрекчий о. Мал. Букки оз. Пальеозера. 1 — диабазы мелкозернистые; 2 — диабазы среднезернистые; 3 — лавобрекчии; 4 — диабазы брекчированные; 5 — зоны эпидотизации; 6 — зоны турмалинизации; 7 — зоны пиритизации; 8 — параллелепipedальная отдельность; 9 — направления ориентировки лавовых языков; 10 — элементы залегания поверхностей лавовых потоков и пластовой отдельности; 11 — зоны расланцевания; 12 — контуры обнажений; 13 — номера лавовых потоков; 14 — места отбора проб и их номера.

не менее для излившихся пород нижнеятулийской и среднеятулийской фаз вулканизма установлен довольно большой размах колебаний полученных значений возрастов. Обращают внимание цифры возраста субвул-

Таблица 1

Величины радиологического возраста для различных пород Южной и Центральной Карелии (К-Аг-метод)

Характеристика анализированного материала	Места отбора проб	Автор коллекции	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн лет
<b>Вепские (йотнийские) образования</b>				
Глинистый сланец из нижнего контакта габбро-диабаз.	Дер. Ропручей.	К. О. Кратц.	Pt <sub>3</sub>	1610
Биотит из крупнозернистого габбро-сиенита интрузии долерита.	Р. Свирь, с. Вознесенье.	»	Pt <sub>3</sub>	1660
Габбро-диабаз.	Дер. Ропручей.	»	Pt <sub>3</sub>	1520
Габбро-диабазы, прорывающие вепские (йотнийские) песчаники.	Дер. Рыбрека.	А. И. Богачев.	Pt <sub>3</sub>	1580
<b>Ятульские образования</b>				
Биотит из миндалекаменного диабаз.	Дер. Койкары.	С. Б. Лобач-Жученко.	Pt <sub>2</sub>	1850
Биотит из метадиабаз.	Рудник Воронов Бор.	»	Pt <sub>2</sub>	1790
Глинистый сланец.	Восточный берег оз. Сегозера.	К. О. Кратц.	Pt <sub>2</sub>	1670
Флогопит из доломита.	Оз. Маткозеро, р. Кумса.	С. Б. Лобач-Жученко.	Pt <sub>2</sub>	1760
Кварц-серпичитовый сланец.	Дер. Койкары.	О. А. Рийконен.	Pt <sub>2</sub>	1760
Белая слюда из зоны дробления в доломитах.	Южный Олений остров, Онежское озеро.	К. О. Кратц.	Pt <sub>2</sub>	1810—1780 (по Rb-Sr)
Диабаз.	О. Шенонсаари, оз. Сегозеро.	Г. О. Глебова-Кульбах.	Pt <sub>2</sub>	1610
Серпичитовый сланец (цемент кварцевых конгломератов).	О. Макконсаари, оз. Сегозеро.	О. А. Рийконен.	Pt <sub>2</sub>	1870
Серпичитовый сланец.	Дер. Туломозеро.	В. А. Соколов	Pt <sub>2</sub>	1750
Филлитовый сланец.	Оз. Суоярви.	К. О. Кратц.	Pt <sub>2</sub>	1735
Глинистый сланец.	Дер. Янгозеро.	В. М. Чернов.	Pt <sub>2</sub>	1710
Диабаз нижнеятульской фазы вулканизма.	Оз. Суоярви, скв. 1.	В. А. Соколов.	Pt <sub>2</sub> ja <sub>1</sub>	1634
Диабазовый порфирит нижнеятульской фазы вулканизма.	О. Макконсаари, оз. Сегозеро.	А. П. Светов.	Pt <sub>2</sub> ja <sub>1</sub>	1752
То же.	Г. Медвежье-горск, оз. Куйкярви.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>1</sub>	1688
» »	О. Огмусаари, оз. Сегозеро.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>1</sub>	1870
Диабаз афанитовый нижнеятульской фазы вулканизма.	Там же.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>1</sub>	1540
Диабаз среднеятульской фазы вулканизма.	Оз. Суоярви, скв. 14.	В. А. Соколов.	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	1615
Диабаз среднезернистый среднеятульской фазы вулканизма.	Восточный берег оз. Сегозера.	А. П. Светов.	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	1930
Диабаз афанитовый среднеятульской фазы вулканизма.	Там же.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	2510
Диабазовый роговообманковый порфирит среднеятульской фазы вулканизма.	Р. Кумса, пос. Падун.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	1760



Таблица 1 (продолжение)

Характеристика анализированного материала	Места отбора проб	Автор коллекции	Геологи- ческий возраст	Радиологиче- ский возраст, млн лет
Габбро-диабаз среднезер- нистый среднеятулийской фазы вулканизма.	Орчень-губа, оз. Сегозеро.	А. П. Светов.	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	2020
Роговая обманка среднезер- нистого габбро-диабазы среднеятулийской фазы вулканизма.	Там же.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	3000
Габбро-диабаз крупнозер- нистый среднеятулийской фазы вулканизма.	» »	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	2100
То же.	Район оз. Елм- озера, оз. Нур- вес.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	1897
Габбро-диабаз среднезер- нистый среднеятулий- ской фазы вулканизма.	Орчень-губа, оз. Сегозеро.	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>2</sub>	2315
Габбро-диабаз верхнеяту- лийской фазы вулка- низма.	Р. Кумса, силл «Медные Горы».	»	Pt <sub>2</sub> ja <sub>3</sub>	1853

## Фундамент ятулия

Актинолитовый сланец.	Южный конец оз. Сухого, дер. Койкары.	С. Б. Лобач- Жученко.	Pt <sub>1</sub>	1950
Биотит из гранодиорита.	Дер. Веньги-гора.	Г. О. Глебова- Кульбах.	Pt <sub>1</sub>	1930
» » »	Оз. Сегозеро, устье р. Лужмы.	»	Pt <sub>1</sub>	1960
Биотит из мелкозернистого биотитового лептита.	Рудник Бергаул.	»	Pt <sub>1</sub>	1930
Биотит из биотитизирован- ного филлита.	Дер. Ахвенламби, к северо-западу от оз. Селец- кого.	»	Pt <sub>1</sub>	1900
Биотит из биотитового гра- нодиорита.	Правый берег р. Лужмы, оз. Сегозеро.	»	Pt <sub>1</sub>	1900
Биотит из биотит-амфиболо- вого сланца.	Рудник Бергаул.	»	Pt <sub>1</sub>	1750
Биотит из биотитизирован- ного амфиболита.	Оз. Гормозера, к югу от оз. Се- гозера.	»	Pt <sub>1</sub>	1750
Биотит из гранодиорита.	Северный берег оз. Сегозера.	»	Pt <sub>1</sub>	1760
Биотит из плагиомикрокли- новых гнейсо-гранитов.	Южный берег оз. Сухого, дер. Койкары.	С. Б. Лобач- Жученко.	A	1740
Биотит из мелкозернистого биотитового гранита с яту- лийской корой выветри- вания.	Р. Кумса, к се- веру от пос. Падун.	»	A	1710
Биотит из плагиоклазовых гнейсо-гранитов.	О. Макконсаари, оз. Сегозеро.	Г. О. Глебова- Кульбах.	A	1910

канических гипабиссальных интрузивных пород среднеятулийской фазы вулканизма, которые в большинстве случаев превышают 2.0 млрд лет, а возраст, определенный по габбро-диабазам Орченьского нека, даже составил 3.0 млрд лет.

В настоящее время трудно объяснить, чем обусловлены такие расхож-  
дения в определениях возрастов радиологическим K/Ar-методом и их не-

соответствия с геологическими данными. Можно лишь предположить, что они либо заключаются в несоответствии определяемых содержаний К и Аг истинным (первичным), либо отвечают различному влиянию первичного глубинного (мантийного) вещества в областях генерации родоначальных (магматических) выплавов.

Биотит из пород, подстилающих ятулийские отложения, показывает сквозной «омоложенный» возраст 1960—1710 млн лет, соответствующий позднекарельской складчатости шуйских фаз (Кратц, 1963) и последующим более молодым движениям платформенного этапа развития региона. Однако возраст плагиомиоклиновых гранитов, пегматитов и гнейсов района дер. Койкары, Карельская Массельга по изохронному Rb-Sr-методу составляет 2600 млн лет, что соответствует возрасту микроклиновых гранитов основания карелид (Ященко и др., 1963; Герлинг и др., 1965).

Для более молодых, чем ятулий, веписких (иотнийских) платформенных образований возраст пород, по данным К-Аг-метода, имеет интервал времени 1660—1520 млн лет.

## Глава II

### ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В составе ятулийского вулканического комплекса рассматриваются не только интрузивные, эффузивные, эксплозивные образования, но и генетически тесно с ними связанные некоторые группы собственно хемогенных вулканогенно-осадочных пород, являющихся продуктами активной поствулканической деятельности и находящихся в общей пространственной и возрастной (парагенетической) зависимости с эпохами ятулийского вулканизма.

Изучение вещественного состава, внутреннего строения и механизма формирования ятулийского вулканического комплекса потребовало выделения из всего многообразия его продуктов таких групп пород, которые не только образовывались в определенные этапы развития вулканического процесса, но и являлись производными определенного способа (механизма) его проявления. В результате подобного подхода к рассмотрению механизма формирования ятулийского вулканического комплекса встала необходимость выделения различных вулканических фаций, т. е. совокупностей пород, которые возникли на определенных стадиях вулканической деятельности. Формирование пород конкретной фации определялось тектоническим режимом, средой, глубиной становления, размерами и формами магматических камер, механизмом протекания вулканического процесса, а также физико-химическим составом и активностью родоначального магматического расплава.

Принимая все это во внимание и используя основные положения методики расчленения вулканогенных ассоциаций пород, в образованиях ятулийского вулканического комплекса автор выделил следующие фации и субфации. А. Вулканогенный ряд фаций: фация текучих лав (лавовая фация); фация вулканических выбросов (эксплозивная фация); фация гипабиссальных интрузий (субвулканическая фация), включающая субфации дайковую, силлово-лакколитовую, штоковую и жерловую (некловую). Б. Вулканогенно-осадочный ряд фаций: фация вулканических эксгаляций (фумарольно-гидросольфатарная фация) с субфациями яшмовой и терригенно-кремнистой; отдаленная вулканогенно-хемогенная фация с субфациями железисто-кремнистой и кремнисто-карбонатной.



## Вулканогенный ряд фаций

В состав вулканогенного ряда фаций включены продукты наземных (континентальных) и подводных (морских) излияний — лавовая фация (фация текучих лав), продукты взрывной вулканической деятельности — взрывная фация (фация вулканических выбросов) и морфологические разнообразные тела и образования субвулканической фации, фации гипабиссальных интрузий.

Общими особенностями пород этого ряда фаций являются: единство их химического и минералогического состава, генетическая связь с магматическим расплавом одного и того же состава, взаимообусловленность образования, хотя вместе с тем каждая из этих фаций имеет ряд резко отличных фациальных особенностей (признаков), обусловленных различным механизмом своего формирования.

### Лавовая фация (фация текучих лав)

Преобладающая часть основных пород ятулийского вулканического комплекса, широко распространенных на значительной территории Центральной и Южной Карелии, принадлежит к эффузивным образованиям — продуктам подводных и наземных лавовых излияний трех вулканических фаз. Отнесение тех или иных вулканогенных пород к образованиям лавовой фации всегда сопряжено с рядом трудностей, поэтому фациальное расчленение пород ятулийского вулканического комплекса вызвало необходимость поисков наиболее характерных признаков и особенностей для пород как эффузивного, так и интрузивного типов.

Лавовая природа ятулийских основных пород прежде всего устанавливалась на основании их четкого стратиграфического положения в разрезе ятулия, выдержанного простираения, согласного залегания с осадочными породами и их совместной складчатости, а также по наличию активного контактового воздействия на подстилающие породы и отсутствию его в кровле, по признакам частичного перемыва их поверхности. Лавовые толщи исследованной территории имеют неоднородное внутреннее строение и отчетливо выраженную стратификацию, что обусловлено наличием в них серий переслаивающихся лавовых потоков, разделенных прослоями туфогенно-осадочных пород. Кроме того, для эффузивов ятулия установлен ряд характерных текстурно-структурных признаков и особенностей минералогического состава, не свойственных породам иной фациальной принадлежности.

**Текстурные особенности пород лавовой фации.** Текстурные особенности основных пород ятулийского вулканического комплекса находятся в прямой зависимости от условий и способа их образования. Разнообразие текстур продуктов лавовых излияний обуславливается главным образом характером и скоростью течения лавы, ходом процесса ее остывания и способом потери расплавом растворенных в нем летучих компонентов.

Одной из самых типичных и широко распространенных текстур пород лавовой фации исследованной территории является миндалекаменная, образование которой связано прежде всего с вскипанием в условиях низких внешних давлений излившегося на земную поверхность силикатного расплава и последующей потерей движущейся лавой растворенных в ней газов (рис. 14). Дальнейшее развитие текстурных особенностей лав происходит главным образом в результате упорядочения в расположении газовых пузырьков в текущей и постепенно остывающей массе лавовых потоков. Поэтому основные морфологические разновидности миндалекаменной текстуры обусловлены преимущественно количеством, формой, пространственным расположением и сочетаниями миндали.

Из вышеприведенного следует, что термин «миндалекаменная текстура» является общим для пород, текстурные особенности которых так или иначе связаны с наличием миндалин (газовых пустоток).



Рис. 14. Миндалекаменная текстура среднеятулийских миндалекаменных диабазов кровли VII лавового покрова о. Шенонсаари оз. Сегозера. Фото Ю. И. Сацука.

В общем случае собственно миндалекаменная текстура обусловлена присутствием различного количества беспорядочно расположенных, разнообразных по форме и размерам миндалин. В зависимости от их количе-



Рис. 15. Морфология среднеятулийских шаровых лав II лавового потока Глухой Губы восточного берега оз. Сегозера.

ства в породе выделяются шлаковая и пенистая разновидности миндалекаменной текстуры.

Миндалекаменная текстура и ее разновидности наиболее характерны для пород кровли лавовых покровов (потоков), хотя миндалекаменное



строение некоторые покровы и потоки имеют также в средних и нижних частях.

Довольно широко распространенной среди лав ятулийского вулканического комплекса является шаровая (подушечная) текстура (рис. 15), свойственная так называемым шаровым лавам (pillow lava). Шаровая текстура в лавах возникает в результате ее распада на отдельные порции, которые в дальнейшем формируются как самостоятельные тела, имеющие собственную поверхность охлаждения и находящиеся в тесных пространственных соотношениях. Между собой отдельные шары разделяются межшаровыми пространствами, заполненными либо гидротермальными минералами, либо миндалекаменным, сильно хлоритизированным диабазовым цементом.

У большинства лавовых потоков, имеющих шаровую текстуру, форма шаров округлая либо слабо сплюснутая, значительно реже устанавливаются «шары» подушечной или караваеобразной формы.

Размеры шаров в пределах даже одного лавового потока испытывают значительные колебания, наиболее крупные из них достигают размеров до 1.5 м, а минимальные размеры шаров в диаметре не превышают 0.1—0.2 м. Однако наиболее обычны в лавовых потоках ятулия шары, имеющие размеры в поперечнике 0.6 м. Степень обособленности шаров и совершенство их формы различны и зависят не только от положения каждого шара в разрезе потока, но и от динамики текущей лавы, из которой они образуются.

Наиболее хорошо образованные шары имеют зональное строение, которое заключается в наличии во внешней зоне корочки закалки мощностью 2.0—3.0 см, независимой от размеров шара, сменяющейся к центру зоной переменной мощности (от нескольких сантиметров до 0.4 м) миндалекаменных диабазов. Внутреннюю часть шаров в большинстве случаев составляют массивные среднезернистые диабазы, и только в редких случаях в центре их наблюдаются небольших размеров центральные газовые пустоты.

Значительно реже в кровле лавовых потоков устанавливается брекчиевидная текстура, обусловленная наличием обломков корочки закалки поверхности лавовых потоков, сцементированных миндалекаменным диабазом. Преимущественно остроугольной, неправильной формы обломки, имеющие более темно-зеленую окраску и мелкозернистое, массивное сложение по сравнению с мандельштейновым цементом, обычно располагаются в плоскости, параллельной поверхности лавового потока, и обнаруживают ориентировку своих длинных осей. В некоторых случаях удается наблюдать даже напознание отдельных таких обломков друг на друга с образованием торосовидной текстуры. Размеры обломков в лавовых брекчиях самые разнообразные — от нескольких сантиметров до метра и более. Брекчиевидная текстура отмечалась исключительно в кровле лавовых потоков, лишь единичные случаи наличия ее известны в средней и нижней частях потоков. Формирование этой текстуры происходило, по-видимому, путем дробления, разламывания и растаскивания поверхностной корочки закалки потока в момент замедления скорости течения с последующей цементацией их жидкой лавой, поступающей из более глубоких частей лавового потока.

Наблюдения за текстурными особенностями большого числа лавовых потоков ятулийского вулканического комплекса позволили выделить группу текстурных признаков лав, дающих возможность оценивать направления их растекания.

**Текстуры течения лав.** На территории Карелии текстуры течения впервые были установлены в лавах суйсарского вулканического комплекса В. М. Тимофеевым (1916а, 1916б, 1935) и М. А. Гиляровой (1941, 1959).

При проведении комплексного геолого-литологического изучения ятулийских образований Центральной и Южной Карелии В. А. Соколовым, Л. П. Галдобиной, А. В. Рылевым, Ю. И. Сацуком, К. И. Хейсканеном, а впоследствии и нами был собран необходимый материал, позволяющий по ряду текстурных признаков оценивать либо устанавливать направления течения лав (Соколов, Светов, 1968).

Волнистые поверхности лавовых потоков. В кровле некоторых лавовых потоков установлены волнистые, морщинистые поверхности, имеющие большое количество дугообразно изогнутых узких и довольно пологих, выдержанных по простиранию симметричных валиков (рис. 16). В плане обнажения ребристая поверхность лав испытывает максимальный изгиб, ориентированный в направлении подкорового течения лавы в потоке. Это направление принималось за местное направление течения лавы (о. Шенонсаари оз. Сегозера, южный берег оз. Сегозера).

Струи течения лавы. На поверхности некоторых лавовых потоков иногда отмечаются четко выраженные отдельные лавовые струи, напоминающие элементы волнистой поверхности лав (рис. 17). Такие лавовые языки, внешне похожие на лавовые натеки или наплывы, возникали в результате деформации и сморщивания корочки заковки лавы под влиянием мощных внутривулканоточковых



Рис. 16. Волнистая поверхность кровли VII лавового покрова среднего ятулия Гарьёс-губы южного берега оз. Сегозера.



Рис. 17. Лавовый язык в кровле II лавового потока среднего ятулия в каньоне р. Суны у пос. Гирвас. Фото Ю. И. Сацука.

струй течения. Направление максимального изгиба этих морщин принималось нами за направление течения лавы (каньон р. Суны, пос. Гирвас, оз. Пальеозеро).



О р и е н т и р о в к а ш а р о в в ш а р о в о й л а в е. В некоторых случаях в массе шаровых лав устанавливается либо отчетливо выраженная ориентировка отдельных удлиненных, эллипсообразных или подушечных «шаров», либо их деформирование под влиянием наползающих соседних шаров (рис. 18), что позволит определять также направление перемещения шаровых лав (восточный берег оз. Сегозера, оз. Селецкое, дер. Шалговаара).

О р и е н т и р о в к а о б л о м к о в к о р о ч к и з а к а л к и в а в т о б р е к ч и я х. Нередко в обнажениях лавовых автобрекчий можно наблюдать отчетливую ориентировку длинных осей обломков корочки закали потоков лав, подчеркнутую ленточным расположением миндалинов цемента. В некоторых случаях представляется возможным наблю-



Рис. 18. Наползание отдельных шаров во II покрове шаровых лав среднего ятулия о. Лехта II оз. Сегозера.

дать наползание отдельных обломков друг на друга и торосирование кровли потока (Глухая Губа, оз. Сегозеро, западный берег оз. Селецкого).

О р и е н т и р о в к а у д л и н е н н ы х м и н д а л и н. Вытянутые параллельно друг другу червеобразные, удлиненные миндалины длиной до 1.0—4.0 см располагаются обычно либо параллельно поверхности потока, либо под некоторым углом к ней. В случае однонаправленной ориентировки миндалинов в плоскости потока окончательное решение вопроса о направлении течения лавы невозможно, поэтому необходимы дополнительные наблюдения за изгибом положения миндалинов в разрезе лавового потока. Такая ориентировка миндалинов была установлена в ряде обнажений района озер Сегозера, Селецкого, Янгозера и др.

С т о л б о о б р а з н ы е с к о п л е н и я м и н д а л и н («пористые цилиндры», по Устиеву, 1964). В средней или нижней частях потоков в зоне диабазовых роговообманковых порфиритов нередко встречаются морфологически разнообразные скопления различных по величине миндалинов (рис. 19). Эти скопления, имеющие форму цилиндров или столбов, располагаются длинными осями перпендикулярно к подошве потока, нередко испытывая наклон в своей верхней части в направлении течения. Длина таких «пористых цилиндров» составляет от 0.3—0.7 до 2.0 м, а диаметр достигает 0.5 м. Образование их, по-видимому, связано с фонтанирующим способом выделения газов из лавовой массы.

С е р п о в и д н ы е м и н д а л и н ы. В некоторых лавовых потоках в зоне перехода от диабазовых роговообманковых порфиритов к диабазо-

вым мандельштейнам отмечается присутствие большого количества крупных миндалин — газовых каналов, вытянутых длинными осями параллельно кровле лавового потока и ориентированных в некотором направлении (рис. 7). В поперечном срезе эти миндалины имеют изогнутую с выпуклостью вверх форму, а в продольном сечении — удлинненный газовый канал. Наиболее крупные из них, длиной до 10—15 см и с максимальной шириной 4—5 см, имеют правильную серпообразную форму. Массовые замеры направления течения по этой текстуре показывают, что колебания величин замеров здесь очень небольшие, и поэтому они могут считаться наиболее достоверными, к тому же серповидные миндалины находятся на некотором удалении от кровли лавовых потоков, исключая влияние второстепенных факторов на направление течения лавы.

Применение указанных текстурных признаков для определения направления растекания лав не исключает, а наоборот, требует учета других дополнительных геологических данных, к которым в первую очередь относится анализ мощностей лав, числа лавовых потоков и литологических особенностей туфогенных пород, направлений выклинивания из разреза отдельных потоков и т. д.

**Морфология, внутреннее строение лавовых покровов и потоков.** Изучение внутреннего строения лавовых толщ нижнего, среднего и верхнего ятулия показало, что они состоят из различного числа перекрывающих друг друга лавовых потоков или покровов. При этом в зависимости от того, какую площадь занимала излившаяся на поверхность лава, представляется возможным выделить как лавовых потоков, так и лавовых покровов. Формирование лавовых потоков происходило, по-видимому, на начальных стадиях лавовых излияний в условиях наиболее расчлененного рельефа дна бассейнов или континентальной поверхности. Растекающаяся лава образовывала длинные потоки, соответствующие морфологическим особенностям рельефа своего основания, и не испытывала значительного растекания в стороны. В условиях главной, наиболее напряженной, стадии вулканизма и в ее заключительной фазе лавовые излияния проходили в условиях выровненной поверхности, и лава, растекаясь более или менее равномерно во все стороны, заливала значительные пространства. Длина лавовых потоков составляет от первых километров до нескольких десятков километров (50—60 км), а покровов, — по-видимому, не менее 40—50 км. Мощность лавовых потоков (покровов) неравномерная, в среднем она составляет для нижнеятулийской и среднеятулийской фаз примерно 30.0 м, а для верхнеятулийской — 6.0 м. Наиболее мощный лавовый покров, установленный в пределах Селецкой зоны вулканизма, имеет мощность 58.0 м, а минимальные размеры лавовых потоков не превышают 0.3 м.



Рис. 19. Ориентированное расположение миндалины в их столбообразном скоплении. Роговообманковые диабазовые порфиры среднего ятулия южного берега оз. Сегозера. Фото Ю. И. Сацука.



Изучение внутреннего строения большого числа лавовых потоков и покровов показало прежде всего отчетливо выраженное асимметричное строение, которое заключается в неповторяемости в разрезе потоков лав пород одного и того же состава и в строгой приуроченности ряда текстурных особенностей к определенным частям их разрезов. На рис. 9 показаны морфологические особенности некоторых лавовых потоков основания лавовой толщи о. Лехта II (оз. Сегозеро).

Исходя из особенностей внутреннего строения отдельных лавовых потоков (покровов), последовательности слагающих их пород среди них выделено несколько типов.

Лавовые покровы и потоки, связанные с проявлением нижнеятулийской фазы вулканизма, по смене пород от подошвы к кровле объединяются в два типа, имеющие следующее строение:

а) мелкозернистые (афанитовые) диабазы → диабазовые роговообманко-плагиоклазовые порфиристы → миндалекаменные диабазы (мандельштейны);

б) мелкозернистые (афанитовые) диабазы → диабазовые роговообманко-плагиоклазовые порфиристы → диабазовые автобрекчии.

Потоки и покровы среднеятулийских лав по внутреннему строению более разнообразны и среди них выделяется большее количество типов:

в) мелкозернистые (эпидотизированные) диабазы → диабазовые роговообманковые порфиристы → миндалекаменные диабазы (мандельштейны);

г) мелкозернистые (эпидотизированные) диабазы → диабазовые роговообманковые порфиристы → диабазовые автобрекчии;

д) мелкозернистые (эпидотизированные) диабазы → диабазовые роговообманковые порфиристы → шаровые лавы диабазов;

е) мелкозернистые (эпидотизированные) диабазы → диабазовые мандельштейны;

ж) шаровые лавы диабазов;

з) мелкозернистые (эпидотизированные) диабазы.

Лавовые потоки верхнеятулийской фазы вулканизма по внутреннему строению довольно однообразны:

и) афанитовые диабазы → диабазовая автобрекчия (лавобрекчия);

к) диабазовые автобрекчии (лавобрекчии).

**Механизм формирования лавовых потоков и покровов.** Наблюдения за внутренним строением многочисленных лавовых потоков и покровов ятулийского вулканического комплекса, их морфологией и характером текстурно-структурных особенностей позволяют установить основные принципы механизма их формирования.

В большинстве описаний динамики течения лав в литературе предполагается, что текущая лава продвигается вперед путем последовательного разламывания и затягивания обломков поверхностной корочки закалики во фронтальную часть потока и накатывания на этот шлаковый, глыбовый агломерат переднего края лавового потока или покрова, подобно тому как осуществляет движение гусеничная передача. В самом же деле, если бы имел место подобный механизм движения растекающихся лав в ятулии, то в подошве лавовых потоков и покровов повсеместно должны были бы наблюдаться многочисленные обломки разломанной шлаковой корочки закалики, сцементированные самой же лавой. Однако брекчированные текстуры и ксенолиты шлаковых или каких-либо других диабазов в подошве абсолютного большинства ятулийских лавовых потоков не установлены.

Таким образом, подобный механизм формирования потоков и покровов лав для ятулийского вулканического комплекса является неприемлемым.

По результатам проведенных исследований можно предположить, что формирование лавовых потоков и покровов ятулийского вулканического

комплекса проходило путем прорыва легкоподвижной лавой фронтальной части потока или покрова и вытекания ее из-под шлаковой поверхностной корочки закалки, подобно тому как это предполагает А. К. Уотерс (Waters, 1960). Для осуществления продвижения лавового потока вперед поступление новых порций лавы происходило путем ее протекания внутри потока под малоподвижной, затвердевающей поверхностной коркой. В результате такого движения лавового материала нередко наблюдалось частичное коробление поверхности потоков, а в ряде случаев даже разламывание корки и раскалывание ее обломков, связанное с неравномерностью лавовых течений. На границе текучей лавы с корочкой закалки происходило скапливание летучих, которые образовывали здесь целые «слои» газовых пузырьков, многочисленные газовые пустоты, каналы, серповидные удлиненные миндалины и их скопления и другие разнообразные газовые полости (рис. 20).

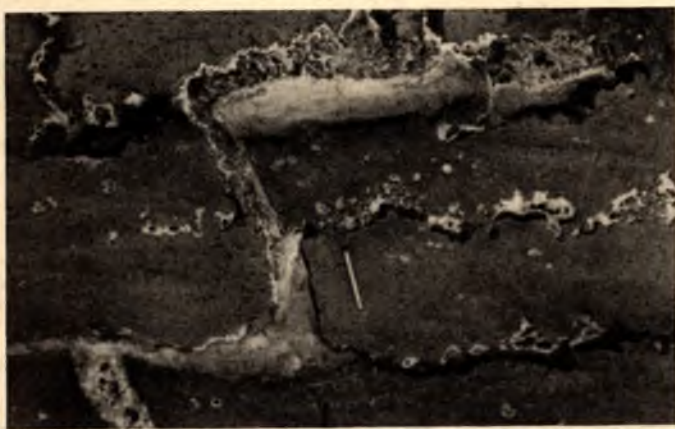


Рис. 20. «Слоистость течения» в лавовом покрове восточного берега Сегозера. Средний ятулий.

**Признаки лав подводных и наземных излияний.** Лавовые потоки и покровы, сформированные в условиях подводных или наземных излияний, имеют очень много общих признаков, и поэтому различить их достаточно трудно. Хотя лавы сами по себе являются плохими индикаторами фациальных условий их образования, однако выяснилось, что образованные в столь различных условиях они все же обладают рядом отличительных признаков. Прежде всего, лавы наземных (континентальных) излияний ятулийского вулканического цикла являются краснокаменноизмененными, подвергнутыми весьма интенсивной гематитизации. Обилие гематита в миндалины и в основной массе придает породам красновато-бурую, зеленовато-серую, иногда пятнистую окраску. В то же время лавы подводных (морских) излияний, имея преимущественно зеленокаменный характер изменения, интенсивно эпидотизируются и внешне довольно резко отличаются от наземных лав. В связи с краснокаменным изменением лав у них отмечается постоянная высокая степень окисленности ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), равная 0.60—0.85, в то время как продукты подводных лавовых излияний имеют коэффициент окисленности, равный 0.25—0.45.

По мере перехода от условий открытого морского бассейна к области континента степень окисленности среднеятулийских лав закономерно повышается с 0.24 до 0.84 (рис. 21).

Некоторые различия устанавливаются и во внутреннем строении лавовых потоков. Как правило, в континентальных лавах отсутствует



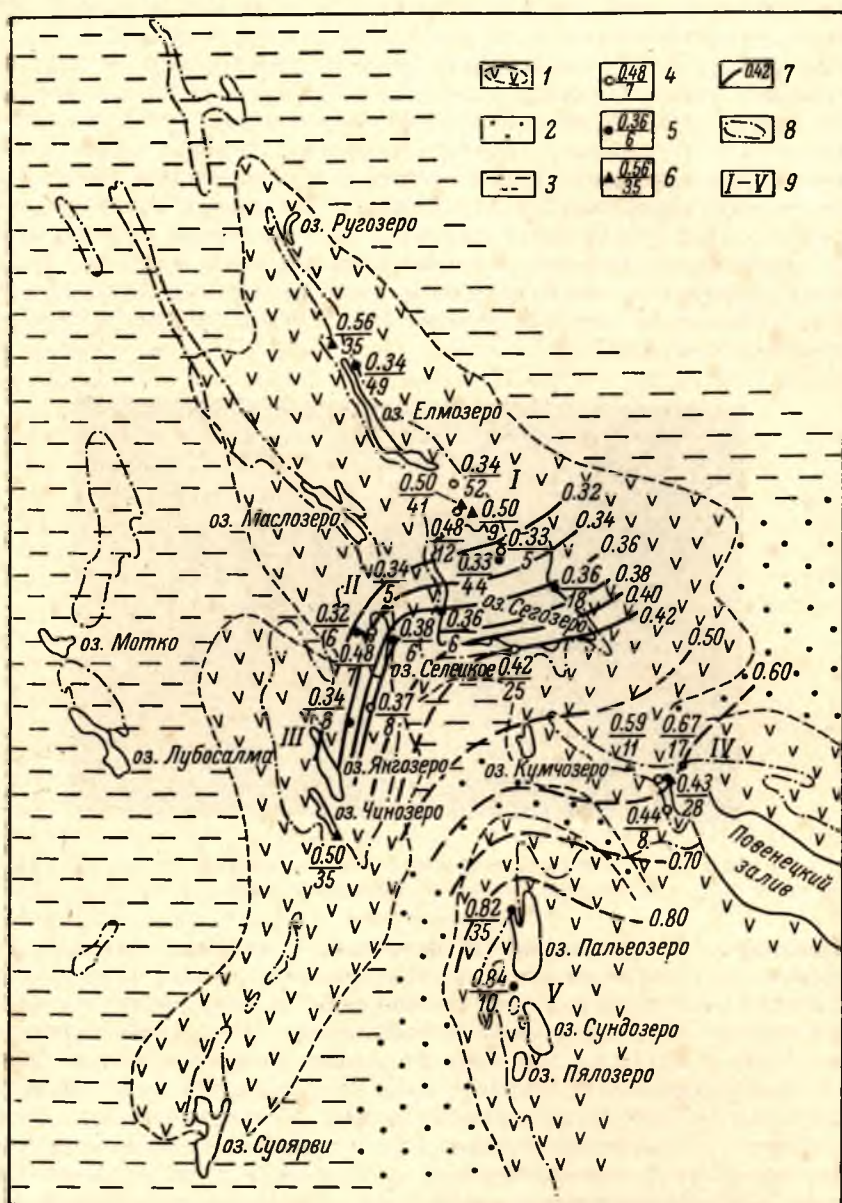


Рис. 21. Окисленность среднеятулийских лав Центрально-Карельского вулканического района.

1 — контуры лавовых полей; 2 — площади с континентальной фациальной обстановкой; 3 — площади с бассейновой фациальной обстановкой. Величины коэффициента окисленности (в числителе) и число проанализированных проб (в знаменателе): 4 — нижнеятулийских эффузивов; 5 — среднеятулийских эффузивов; 6 — габбро-диабазов; 7 — изолинии окисленности лав среднего ятулия; 8 — контуры ятулийских структур; 9 — вулканические зоны (I — Сегозерская; II — Селецкая; III — Чинозерская; IV — Медвежьегорская; V — Гирвасская).

зона типичных роговообманковых порфиров, вместо них в центральных частях потоков устанавливаются существенно мелкозернистые, иногда миндалекаменные диабазы, содержащие в основной массе большое количество хлорита, представляющего собой продукт раскристаллизации стекла.

Однако, как это было установлено на примере ятулийских лав, указанные различия проявляются неотчетливо, и нами для выяснения условий излияний использовались дополнительно литологические наблюдения над туфогенными, туфогенно-осадочными и собственно осадочными породами, находящимися в тесных пространственных сочетаниях с лавами.

Осадочные породы, образованные в мелководных, прибрежных и континентальных условиях, имеют преимущественно грубый состав, слабую сортировку и окатанность терригенного обломочного материала и большое разнообразие косослоистых текстур, что связано с образованием пород в динамически неустойчивых условиях. В случае привноса в осадок вулканогенного пирокластического материала он подвергался интенсивному перемешиванию с терригенным, что приводило к образованию пород типа туфопесчаников. Вместе с тем осадочные и вулканогенно-осадочные породы, сочетающиеся с лавами подводных излияний, сформированными в бассейнах открытого типа, содержат существенно мелкий вулканогенный материал, имеют хорошую сортировку и характеризуются наличием устойчивых, горизонтальнослоистых (часто ритмичнослоистых) текстур. Использование суммы наблюдений за лавами и литологических особенностей тесно связанных с ними вулканогенно-осадочных и вмещающих осадочных пород в большинстве случаев давало возможность установить принадлежность лав к продуктам либо наземных (континентальных), либо подводных (морских) излияний.

#### Эксплозивная фация (фация вулканических выбросов)

Пирокластические породы в составе ятулийского вулканического комплекса имеют ограниченное площадное распространение, и их суммарные мощности резко подчиняются мощностям эффузивных членов лавовых толщ (рис. 3, 5, 11, 12). Анализ пространственного размещения пород туфовой фации показал, что мощности туфов неравноценны не только в пределах разных структур ятулия, но и в разрезах продуктов каждой вулканической фазы. Однако надо иметь в виду, что недостаточная обнаженность контактовых зон отдельных потоков лав в лавовых толщах снижает полноту материала и не позволяет воссоздать масштабы истинного распространения туфогенно-осадочных пород.

В течение кратковременной нижнеятулийской фазы вулканизма были сформированы преимущественно маломощные (1—2 м) прослои пирокластических пород, установленные в обнажениях восточного берега оз. Сегозера (Глухая Губа), р. Янгозерки, на восточном берегу оз. Салва-ламби и в районе озер Пялозера и Сундозера (мыс Бригун-наволоок). Несколько шире распространены туфы и туффиты среднеятулийской фазы вулканизма. Они неоднократно устанавливались среди лав восточного берега оз. Сегозера (Глухая Губа), западного берега оз. Хизъярви (оз. Селецкое), в районе пос. Падун (р. Кумса), в окрестностях г. Медвежьегорска и пос. Гирвас и т. д.

Анализируя имеющийся фактический материал по суммарным мощностям нижне- и среднеятулийских эффузивов и генетически тесно связанных с ними пирокластических пород, несомненно интересно рассчитать коэффициенты палеоэксплозивности для каждой вулканической фазы. Так, если среднюю мощность туфов нижнего ятулия принять равной 3 м, а мощность лав оценить в 90 м, то палеоэксплозивный индекс нижнеяту-



лийской фазы вулканизма будет равняться примерно 3%, в то же время если мощность среднеятулийских туфов принять равной 6 м, а среднюю мощность лав — 250 м, то соответствующий коэффициент палеоэксплозивности будет составлять около 2%. Хотя такая оценка коэффициента палеоэксплозивности является довольно приближенной, она все же достаточно отчетливо показывает, что роль пирокластического материала в разрезах лавовых толщ крайне незначительна.

Площади максимального распространения пород взрывной фации во всех без исключения изученных ятулийских структурах обнаруживают тесную связь с областями наибольших мощностей лавовой толщи и, таким образом, пространственно тяготеют к районам предполагаемого расположения вулканических аппаратов.

Первичный вулканогенный пирокластический материал пород взрывной фации, по-видимому, был представлен в большинстве случаев тонким пеплом, состоящим из мелких частиц вулканического стекла и реже обломочков интрателлурических вкрапленников — плагиоклаза и темноцветного минерала. Менее распространенными являются туфы, содержащие каплевидные обособления вулканического стекла или более крупные слабонакристаллизованные лавовые частицы в форме лапиллей и шлаковых бомб.

Наиболее интересными по составу и текстурным особенностям являются среднеятулийские туфы обнажения 1576, расположенного в 2.5 км к северо-востоку от северного берега оз. Селецкого.

С непосредственным контактом на неровной волнистой поверхности шаровых лав подстилающего потока залегают тонкослоистые, темно-зеленые туфы и туфоалевролиты. В основании они имеют неясно выраженную слоистость, пятнистую окраску. Постепенно к кровле породы принимают отчетливую ритмичную слоистость, и здесь устанавливается четыре отчетливых ритма. В некоторых участках туфы имеют воднооползневые текстуры. Верхняя часть слоя туфов имеет ровную слабо волнистую поверхность со следами небольшого размыва.

Мощность 0.05—0.45 м.

Залегающие выше туфы имеют тонкослоистую, участками ритмично слоистую и воднооползневую текстуры. Поверхность этого прослоя туфов имеет следы незначительного размыва.

Мощность 0.15 м.

На размывтой поверхности подстилающих туфов залегают неясно слоистые, пятнистые, зеленовато-бурые туфосланцы с тонкими прослоями существенно туфового состава. В основной массе туфосланцев устанавливается довольно большое количество неправильной формы скрученных лапиллей размерами от 2 до 6 см. Этот горизонт лапиллиевых туфов протяженностью до 15 м имеет невыдержанную мощность и неоднородный состав, участками в туфосланцах лапилли отсутствуют вообще. Верхняя поверхность лапиллиевых туфов неровная, имеет следы небольшого размыва.

Мощность 0.10—0.55 м.

На лапиллиевые туфы с непосредственным контактом ложатся породы подошвы следующего лавового потока.

Кристаллокластические туфы в наиболее отчетливой форме установлены в основании нижнеятулийских эффузивов ур. Воронов Бор, где они образуют слой мощностью до 0.15 м, состоящий из хлоритовой основной массы с большим количеством кристаллов альбита, альбит-олигоклаза и их обломков.

Пирокластические породы, отражая специфику своего образования, в отличие от пород лавовой фации имеют целый ряд текстурных особенностей, свойственных первичноосадочным породам. Наиболее часто встречающимися текстурами туфов, туффитов и туфогенно-осадочных пород являются слоистые — горизонтально слоистые, ритмично слоистые, косо слоистые, тесно связанные не только с процессами осадконакопления и характером поступления вулканогенного материала, но и с динамикой водной среды. Поэтому даже незначительные изменения каких-либо факто-

ров осадкообразования немедленно отражаются в формировании самых разнообразных сочетаний текстурных особенностей туфогенных пород. В связи с этим образованные в динамически неустойчивой водной среде пирокластические породы на плоскостях напластования нередко имеют следы местных размывов, разнообразные знаки волнения (рябь), трещины усыхания и т. д.

Кроме того, в ряде случаев в тонкослоистых туфоалевролитах, залегающих между лавовыми потоками, отмечались воднооползневые текстуры, являющиеся, по-видимому, либо результатом механического воздействия вышележащих лав, либо реакцией на землетрясения или подвижки пород при вулканических явлениях.

Наименее распространенной текстурой пирокластических пород района является миндалевидная, обусловленная выделением газовых компонентов из раскаленных пепловых частиц, поступающих в осадок. Миндалевидная текстура наблюдается преимущественно в тонкообломочных туфах, имеющих повышенные мощности и более однородный состав.

Тектурно-структурные признаки пирокластических пород, особенности их гранулометрического состава, переслаивание с собственно осадочными породами (кремнистыми, гематит-кремнистыми, гематитовыми сланцами, разнотернистыми песчаниками и т. д.) свидетельствуют о формировании их в водной среде, а сочетание туфов и туффитов с литологически разнообразными осадочными породами позволяет установить в то же время принадлежность их к образованиям различных фациальных обстановок мелководного бассейна, бассейна открытого типа либо аллювиально-дельтовых фаций континентального мелководья (Галдобина, 1966).

Приуроченность наиболее крупнообломочного пирокластического материала (кристаллокластов, лапиллей и бомб) к областям предполагаемого и достоверного расположения вулканических аппаратов, а тонкого витрокластического — к более удаленным районам является, вероятно, свидетельством воздушной дифференциации эксплозивного материала, выброшенного в результате довольно сильных вулканических взрывов. Положение прослоев туфогенных пород на различных стратиграфических уровнях в лавовых разрезах дает основание считать, что вулканические взрывы с выбросами пирокластического материала в пределах ряда районов открывали вулканические процессы в его начальных стадиях, происходили во время кульминационного развития вулканизма и нередко завершали его.

#### Субвулканическая фация (фация гипабиссальных интрузий)

Проявление трех вулканических фаз в течение ятулия было обусловлено проникновением магматического расплава в благоприятных структурно-тектонических условиях до поверхности земли и излиянием его в форме многочисленных лавовых потоков и покровов. Однако, по-видимому, в некоторых случаях ввиду ряда причин не все магматические колонны смогли достичь земной поверхности, и они, приспособляясь к структурным особенностям вмещающих пород, подвергались на некоторой глубине раскристаллизации, образуя разнообразные по форме и размерам гипабиссальные тела габбро-диабазов — интрузивные аналоги лавовой фации, относящиеся к типичным субвулканическим образованиям. В составе субвулканической фации рассматриваются главным образом эти многочисленные тесно связанные с эффузивными образованиями близповерхностные (гипабиссальные) интрузивные тела габбро-диабазов, а также корневые части установленных и предполагаемых вулканических аппаратов.

В настоящее время представляется возможным по структурно-текто-



ническому положению, взаимоотношению с вмещающими породами, петрохимическим особенностям и ряду косвенных признаков выделить среди габбро-диабазов несколько возрастных групп.

Достоверное выделение субвулканических аналогов лав нижнеятулийской фазы вулканизма в настоящее время невозможно, поскольку в условиях современного эрозионного среза неизвестны ни вулканические магмовыводящие аппараты, ни их корни, хотя без сомнения некоторые из даек габбро-диабазов района озер Янгозера и Чинозера являются нижнеятулийскими.

К числу среднеятулийских образований субвулканической фации относятся габбро-диабазы подводящего канала на территории Елмозерско-Сегозерской, Янгозерско-Селецкой и Пальеозерской структур, а также приуроченные к районам расположения вулканических аппаратов некоторые силловые залежи.

Наиболее многочисленными и разнообразными по форме и размерам являются субвулканические верхнеятулийские тела, возрастная принадлежность которых устанавливается по их пересечению среднеятулийских эффузивов, согласно залеганию среди сильно складчатых осадочных образований среднего ятулия и приуроченности к краевым (внешним) зонам разломов, срезающих ятулийские отложения (вплоть до верхнеятулийских) и отделяющих их от пород фундамента. Верхнеятулийский возраст имеют силлы и дайки озер Янгозера, Селецкого, р. Кумсы и шток, расположенный в южной части оз. Чинозера. Сюда же, по-видимому, относятся габбро-диабазы типа Койкарско-Святаволоцкой пластовой интрузии (Койкарский силл), залегающей в ядре сжатой синклинальной складки Пальеозерской структуры.

**Главнейшие признаки пород субвулканической фации.** В результате проведенного геолого-петрологического изучения основных пород ятулийского вулканического комплекса были установлены критерии, позволяющие достаточно уверенно различать породы лавовой и субвулканической фаций. В качестве таких критериев могут быть использованы геолого-тектонические, текстурно-структурные, минералого-петрографические, петрохимические и некоторые другие особенности гипабиссальных основных пород.

Геолого-тектоническими критериями для отнесения основных пород в состав субвулканической фации являются: рвущие контакты габбро-диабазов с вмещающими породами, слабая выдержанность по простиранию тел габбро-диабазов по сравнению с лавовыми потоками, отсутствие четкой стратиграфической приуроченности к определенным частям разреза ятулия, отчетливое контактное воздействие на вмещающие породы кровли и подошвы, дайковая, силловая, штоковая формы залежей и особенности пространственного расположения в пределах ятулийских структур.

Морфологически разнообразные тела габбро-диабазов прежде всего обнаруживают четкую приуроченность к зонам глубоких разломов, где они образуют несколько пространственно разобщенных групп, из которых наиболее крупными являются Северо-Елмозерская, Северо-Сегозерская, Селецкая, Янгозерско-Чинозерская, Кумсинская и Пальеозерская. В структурно-тектоническом отношении габбро-диабазы могут располагаться либо в замковых частях брахиморфных антиклинальных, синклинальных структур, либо в зонах разломов.

В отличие от лав подводных и наземных излияний формирование большинства тел габбро-диабазов происходит на некоторой глубине от земной поверхности, и физико-химические условия раскристаллизации расплава, механизм его внедрения и форма магматической камеры определяют основные текстурно-структурные особенности кристаллических фаз. Поэтому основное отличие текстурных признаков глубинных пород от излившихся

заключается главным образом в том, что в первых они зависят от динамики процессов кристаллизации, а во вторых — от степени газонасыщенности лав. Наиболее широко распространенными текстурами интрузивных габбро-диабазов являются массивные, однороднозернистые, полнокристаллические, отражающие равновесную кристаллизацию силикатного расплава в условиях достаточно медленного охлаждения. Такие текстуры характерны преимущественно для краевых частей дайковых, штоковых или силловых тел, в то время как в их центральных зонах устанавливаются трахитоидные, шлировые, такситовые, пегматоидные текстуры, обусловленные местными скоплениями минералов одного состава, более крупными размерами или их упорядоченным (ориентированным) расположением. Подобные текстурные признаки субвулканических пород, отражающие главным образом особенности процессов кристаллизации и локальной дифференциации магматических расплавов, резко отличают их от пород излившегося типа. Вследствие особых условий формирования габбро-диабазы, как правило, не имеют миндалекаменных, пенистых, шлаковых, брекчиевидных и шаровых текстур, связанных со свободным выделением летучих компонентов и свойственных только лавовым образованиям. Отмечаемые в некоторых случаях в габбро-диабазе миндалевидные текстуры по своим морфологическим особенностям резко отличаются от типично миндалекаменных текстур лав. В связи с этим установлено полное отсутствие в породах субвулканической фации спилитовых, вариолитовых, порфиroidных и других структур, наиболее характерных для эффузивов.

Минералого-петрографические критерии расчленения основных пород ятулийского вулканического комплекса предусматривают наличие в субвулканических образованиях значительных количеств лейкократовых минералов (плаггиоклазов), следствием чего является формирование пегматоидных (альбититовых) зон и шлиров в средних частях интрузивных тел.

В качестве петрохимических критериев отличия габбро-диабазов от пород лавовой фации могут служить постоянная насыщенность субвулканических образований кремнекислотой, повышенная щелочность, большая железистость темноцветных минералов и несколько повышенные количества титана как в рудных, так и в темноцветных минералах.

По условиям залегания, механизму формирования и заполнения магматических камер среди разновозрастных и морфологически разнообразных тел субвулканической фации выделяется несколько субфаций: дайковая, силлово-лакколитовая, штоковая и жерловая (некковая).

Дайковая субфация включает в себя наибольшее количество тел габбро-диабазов Елмозерско-Сегозерской и Янгозерско-Селецкой структур. Линейно вытянутые, преимущественно крутопадающие тела структурно приурочены к зонам тектонических нарушений. По простиранию большинство даек прослеживается на расстоянии 3—5 км, иногда до 8—10 км и имеют мощность от нескольких десятков до 300—400 м. Преобладающее число даек имеет видимое структурное согласие с вмещающими породами, и лишь наблюдения за непосредственными контактовыми зонами показывают их резко секущее положение по падению. Все без исключения дайки габбро-диабазов имеют в той или иной степени отчетливо выраженное зональное строение. В эндоконтакте дайки сложены мелкозернистыми меланократовыми разностями габбро-диабазов, которые постепенно и в небольшом интервале переходят в средне-крупнозернистые мезолейкократовые разности и в центральных частях даек образуют иногда пегматоидные (альбититовые) зоны. Одной из особенностей внутренней структуры дайковых тел является постоянное наличие трахитоидности, обусловленной линейным параллелизмом плаггиоклаза и роговой обманки. Наблюдения за трахитоидностью некоторых даек Северо-Елмозерской группы позволило реконструировать механизм заполнения магматических камер.



Силлово-лакколитовая субфация представлена довольно большим количеством пластовой формы тел, согласно залегающих с вмещающими породами во всех без исключения группах габбро-диабазов. В структурном отношении силлы габбро-диабазов установлены среди осадочных пород нижней, средней и верхней толщ.

Ряд силловых залежей, по времени формирования связанных с процессами становления вулканических аппаратов среднего ятулия и пространственно приуроченных к районам их расположения, установлен в Северо-Сегозерской, Селецкой и Пальеозерской группах габбро-диабазов.

На территории, расположенной к северу от оз. Сегозера, в районе Орчень-губы, установлено несколько полукольцевой формы тел габбро-диабазов, опоясывающих выступы гранитного основания ятулия и имеющих в условиях современного эрозионного среза форму даек. Однако отнесение этих тел к числу даек было бы неправильным, поскольку все они имеют согласное залегание с вмещающими их нижнеятулийскими кварцито-песчаниками, приурочены к одному и тому же горизонту (подкварцитовый пачке), имеют трахитоидность, лежащую в плоскости пластовой отделимости, параллельной слоистости вмещающих пород, и испытывают совместную складчатость с кварцито-песчаниками. Поэтому эти дайкообразные петрохимически аналогичные тела габбро-диабазов рассматриваются нами как части ранее единого внутриформационного Орченьского силла, расчлененного складчатостью и последующей эрозией на три пространственно разобщенных тела. Формирование этого некогда обширного силла произошло в непосредственной связи с формированием вулканического аппарата в течение среднего ятулия.

Орченьский силл имеет небольшую мощность (до 30—35 м), его внутреннее строение довольно простое: зоны эндоконтакта сложены мелко-среднезернистыми полнокристаллическими разностями габбро-диабазов, а центральные участки более крупнозернистыми — до пегматоидных. Габбро-диабазы имеют в общем однороднозернистое сложение, а участками отчетливые такситовые (полосчатые), трахитоидные текстуры. По простиранию наибольшая длина силла составляет около 10 км. Морфология залежи и ее внутреннее строение показывают, что внедрение магматического расплава проходило от вулканического аппарата (Орченьского некка) преимущественно в юго-восточном направлении  $140^\circ$ .

Подобным же образом были установлены морфологические особенности механизма и время формирования силла габбро-диабазов, расположенного к северу от оз. Селецкого (Сонгинский силл).

На территории Пальеозерской структуры Западного Прионежья также установлены признаки наличия межформационного Гирвасского силла габбро-диабазов, связанного с формированием Гирвасского вулкана. Отдельные обрывки этого, по-видимому также довольно обширного, силла установлены среди осадочных пород средней толщи в районе р. Семчи, оз. Сухого и в 3.0 км к северу от дер. Койкары.

Наиболее типичными верхнеятулийскими силлами являются согласные пластовые залежи габбро-диабазов южного конца оз. Маслозера (дер. Юкко-губа), островов и северного побережья озер Селецкого, Янгозера, Пяргеле-ламби и р. Кумсы.

Морфологические особенности, внутреннее строение и условия залегания этих силлов можно иллюстрировать на примере рассмотрения силла «Медные Горы».

Силл «Медные Горы» расположен на правом берегу р. Кумсы в 4.5 км к северо-западу от дер. Чебино и залегает среди сложно дислоцированных песчано-карбонатно-сланцевых пород верхней толщи.

Мощность силла равна 18 м, по простиранию силл прослежен более чем на 1.5 км. В зонах экзоконтактов установлены маломощные (1.5—

2.0 м) зоны тремолитовых и альбитовых скарнов, эндоконтактовое изменение заключается в слабой хлоритизации и эпидотизации. Как в подошве, так и в кровле силла обнаружены многочисленные ксенолиты скарнированных известняков и доломитов, имеющих неправильно округлые очертания и размеры от нескольких сантиметров до 0.80 м в диаметре. В отличие от габбро-диабазов среднеятулийских силлов, имеющих более глубокие эрозионные срезы, силл «Медные Горы» сложен существенно мелкозернистыми сильно пиритизированными, меланократовыми разностями габбро-диабазов, лишь спорадически в его центральных, более раскристаллизованных частях устанавливаются мезократовые среднезернистые (до шпировых крупнозернистых) разности. Одной из особенностей данного силла является наличие в его многочисленных скалистых грядах большого числа разнообразных по форме и размерам кварц-кальцитовых жил с обильными крупными гнездами сульфидов (пирита, халькопирита, борнита), в связи с чем силл получил название «Медные Горы».

Силлы габбро-диабазов района озер Янгозера, Селецкого и Западного Прионежья имеют подобное же внутреннее строение, однако в связи с большой мощностью их центральные части сложены преимущественно крупнозернистыми мезократовыми габбро-диабазам.

Несколько особое положение занимает мощный (до 100 м) Койкарский силл, развитый в районе оз. Пальеозера, дер. Койкары и оз. Вакшозера, который содержит промышленную титаномагнетитовую рудную минерализацию сегрегационно-магматического типа.

Таким образом, в течение ятулийского цикла вулканизма отчетливо устанавливаются два этапа силлообразования, один из них связан со среднеятулийской вулканической фазой и приурочен к моменту формирования вулканических аппаратов, второй — к верхнему ятулию, к заключительной фазе вулканизма, когда в условиях дальнейшей стабилизации ятулийской платформы магматический расплав, утратив значительную часть летучих компонентов, потерял механическую активность и внедрялся в зонах сохраняющих тектоническую активность глубинных разломов по плоскостям литологических разделов в слабо литифицированный осадок, уплотняя и раздвигая его.

Штоковая субфация включает несколько крупных изометричных тел габбро-диабазов, развитых в районе южной части оз. Чинозера и, по-видимому, к северо-востоку от оз. Лубоярви. В лучшей степени изученным является Чинозерский шток, пространственно приуроченный к региональной зоне разлома, срезающей флексуорообразную складку в юго-восточной части Янгозерско-Селецкой структуры.

Габбро-диабазы Чинозерского штока образуют несколько вытянутой формы тело шириной с востока на запад 2.0 км и длиной до 6.0 км, имеющее простирание 320°, согласное с простиранием основных складчатых элементов пород прилегающей территории. Краевые части Чинозерского штока сложены мелкозернистыми, афанитовыми, темно-зелеными до черных габбро-диабазам, имеющими отчетливую параллелепипедальную отдельность. К середине штока зона афанитовых габбро-диабазов сменяется среднезернистыми разностями, имеющими иногда значительной величины участки крупнозернистых пегматоидных габбро-диабазов. Однако наиболее крупнозернистые (вплоть до альбититов) разности габбро-диабазов устанавливаются в районе восточного контакта штока, обнаруживая, таким образом, асимметрию его внутреннего строения. Чинозерский шток имеет сложное тектоническое строение. В его пределах наблюдается несколько блоков, содержащих останцы среднеятулийских эффузивов, отделенных от габбро-диабазов зонами интенсивного брекчирования, притирания и повышенной трещиноватости. Восточный контакт интрузии отчетливо тектонический, здесь на значительном протяжении (до 800 м) в сближенных выходах с сильно рассланцованными среднеятулийскими эффузивами устанавливаются интенсивно брекчированные, эпидотизированные и альбитизированные разности габбро-диабазов, имеющие многочисленные крупнопадающие зеркала скольжения. По-видимому, подобное строение имеет также и западный контакт штока, так как здесь участками в габбро-диабазам отмечается повышенная трещиноватость и альби-



тизация. Характер остальных контактовых зон не ясен, поскольку на севере граница штока проходит в акватории оз. Чинозера, а на юге габбро-диабазы перекрыты ледниковыми озовыми грядами.

Формирование Чинозерского штока проходило в сложной тектонической обстановке, связанной, по-видимому, с неоднократным возобновлением глыбовых преимущественно вертикальных движений. В начальную стадию образования штока произошло внедрение значительных магматических масс по линейной зоне разлома, возникшей в зоне флексурного изгиба ниже-среднеятулийских отложений. Магматический расплав, как показывают многочисленные наблюдения за трахитоидностью плагиоклаза и роговой обманки, а также ориентировкой скоплений ксенолитов пород фундамента, поступал из питающего канала, расположенного примерно в центральной (несколько смещенной к юго-востоку) части штока, и перемещался в северо-западном направлении с восстанием  $325-330^\circ$  под углом до  $60-70^\circ$ . Крайняя северо-западная часть штока была сформирована главным образом путем внедрения расплава в горизонтальном направлении. В дальнейшем, по окончании кристаллизации магматических масс, произошли повторные глыбовые движения, в результате чего шток был разбит на серию блоков, испытавших различную амплитуду поднятия.

Жерловая (некковая) субфация включает в себя вскрытые эрозией вулканогенные образования, заполняющие подводящие каналы вулканических аппаратов и их корневые части. Породы жерловой субфации по способу своего происхождения являются, таким образом, связующими образованиями между лавами и их интрузивными аналогами.

В Северо-Сегозерской группе тел габбро-диабазов на основании ряда признаков юго-восточную часть линейной дайки Орчень-губы оз. Сегозера представляется возможным рассматривать как некковое образование (Орченьский некк) — подводящий канал огромного поля эффузивов (Соколов, Галдобина и др., 1965). Орченьский некк пространственно приурочен к южному концу вертикальнопадающей линейной дайки габбро-диабазов, секущей горизонтальнолежащие в прилегающем районе осадочные породы нижнего ятулия. Эрозионным останком этого выводного лавового канала является отпрепарированное округлой формы тело габбро-диабазы, имеющее в диаметре размеры до  $300-350$  м, в то время как мощность дайки не превышает  $150-200$  м. Вместе с тем любое другое из расположенных здесь тел (даек или силлов) габбро-диабазов по условиям залегания, взаимоотношению с вмещающими их породами не может быть отнесено к числу возможных подводящих каналов среднеятулийских лав. Проведенные на значительной окружающей территории замеры направления течения лав показывают, что их источник находился именно в районе, расположенном к северу от Орчень-губы оз. Сегозера. Используя этот и другой фактический материал (приуроченность к данному району максимальных мощностей лав, наибольшего количества лавовых потоков, ареала распространения туфогенных пород и фумарольных полей и т. д.), представляется возможным считать южную часть линейного тела габбро-диабазов одним из подводящих каналов среднеятулийских лав.

Анализируя подобным же образом фактический материал по Селецкой зоне Чинозерско-Янгозерской структуры, возможным вулканическим аппаратом (подводящим каналом) здесь можно считать несколько удлиненной формы штокообразное тело габбро-диабазов (Сонгинский некк), имеющее простираение  $310^\circ$  и расположенное к северу от оз. Сонго.

Единственными достоверными остатками среднеятулийского вулканического аппарата являются вулканогенные образования, установленные на территории Пальеозерской структуры Западного Прионежья в районе северных окраин пос. Гирвас (Светов, Голубев, 1967, 1971).

Доступная в настоящее время непосредственному наблюдению только незначительная часть вулканического аппарата включает в себя следующие его морфологические элементы: юго-восточный склон лавового конуса, некоторую часть эруптивного жерла и, вероятно, большую часть побочного (паразитического) кратера — вулканическую трубку взрыва (рис. 22).

В обнаженной части конус вулкана образован несколькими налегающими друг на друга потоками лавобрекчий при полном отсутствии туфогенных образований, каждый из которых имеет примерно одинаковую мощность (около 10—15 м). Подводящий канал в современном эрозионном срезе имеет округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму и видимые размеры  $20 \times 50$  м. Эруптивное жерло в эндоконтакте заполнено массивными, участками сильно трещиноватыми диабазами и диабазовыми порфиритами, переходящими иногда в тонкополосчатые мелкообломочные брекчий. По мере удаления от эндоконтакта породы принимают все более характерные черты крупноглыбовых жерловых брекчий среднезернистых диабазов. Резкие юго-восточные и восточные контакты с породами лавового конуса вулкана подчеркнуты зонами вертикальнопадающих тонкополосчатых брекчий, а также участками интенсивной турмалинизации и альбитизации.

Трубка взрыва, представляющая собой несколько особый элемент вулканического аппарата, пространственно приурочена к зоне контакта четвертого и пятого лавовых потоков и в соответствии с их простиранием имеет вытянутую всеверо-западном направлении округлую форму и размеры не менее  $10 \times 30$  м. Породы трубки взрыва представлены в основном мелкоглыбовыми брекчиями диабазов, содержащими также редкие более крупные остроугольные глыбы диабазов размерами до  $0.5 \times 1.0$  м и ксенолиты, по-видимому, осадочных и вулканогенных пород подошвы вулкана.

В структурно-тектоническом отношении Гирвасский полигенный щитовой плато-вулкан пространственно приурочен к зоне разлома меридионального простираения, проходящего вдоль западного крыла Онежской структуры. Эта зона разлома заполнена верхнеятулийскими дайками и sillами габбро-диабазов и отчетливо картируется комплексом геолого-геофизических наблюдений.

Особенности внутреннего строения Гирвасского вулкана подтверждают что, во-первых, вулканические аппараты ятулийского вулканического комплекса в своей корневой части могут быть представлены породами типа полнокристаллических разностей габбро-диабазов, обладающих различными текстурно-структурными особенностями, во-вторых, при эрозионном срезе глубиной до 150—200 м от подошвы вулкана вулканический аппарат будет картироваться в виде обычной линейной дайки габбро-диабазов, приуроченной к тому или иному структурно-тектоническому элементу. Поэтому некоторые дайки исследованного района, по-видимому принадлежащие к жерловым образованиям, в полевых условиях не могут быть интерпретированы как возможные подводящие каналы эффузивов. Именно в этом, по всей вероятности, можно видеть одну из причин того, что до сих пор, несмотря на достаточную детальность геологического изучения древних вулканогенных комплексов в ряде районов Карелии, обнаружение среди них вулканических аппаратов (подводящих каналов эффузивов) связано со значительными трудностями.

В заключение укажем на некоторые признаки, свидетельствующие о возможно близком расположении вулканических аппаратов и подводящих каналов лавовых излияний, которые были установлены на примере изучения ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии.

Как правило, в районах предполагаемого и достоверного расположения древних вулканических аппаратов лавовые толщи имеют наибольшие мощности, здесь же устанавливается наибольшее число лавовых потоков при их максимальных мощностях.

Именно к участкам предполагаемого положения центров лавовых излияний приурочиваются площади максимального распространения продуктов вулканических выбросов — кристаллокластические и лапиллиевые туфы, имеющие наибольшую грубость пирокластического материала с минимальной степенью его сортировки и окатанности.



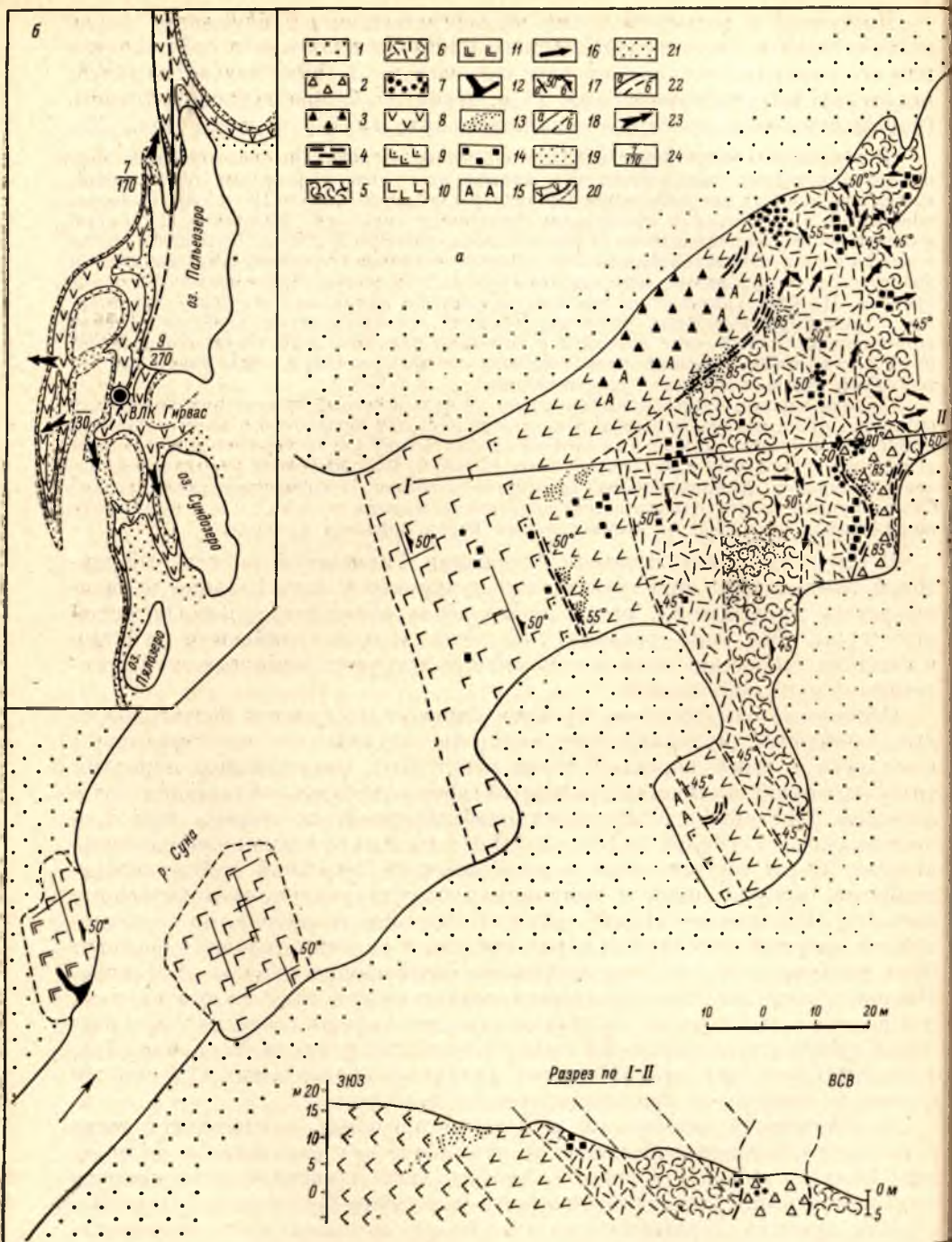


Рис. 22. Геологическое строение юго-восточной части Гирвасского полигенного вулкана (а) и схематическая геологическая карта Западного Прионежья (б).

1 — озерно-аллювиальные четвертичные отложения; 2 — эруптивные брекчи трубки взрыва; 3 — эруптивные жерловые брекчи; 4 — мелкообломочные жерловые брекчи; 5 — грубообломочные лавобрекчи; 6 — мелкообломочные лавобрекчи; 7 — ксенолиты пород фундамента; 8 — массивные диабазы и их порфирит; 9 — брекчированные диабазы; 10 — мелкозернистые габбродиабазы; 11 — крупнозернистые габбро-диабазы; 12 — зоны альбититов; 13 — зоны турмалинизации; 14 — зоны пиритизации; 15 — зоны альбитизации; 16 — направления расклевывания лав; 17 — элементы залегания поверхностей лавовых потоков (а) и пластовой отделности (б); 18 — границы установленные (а) и предполагаемые (б); 19 — кварциты нижнего и среднего итулия; 20 — эффузивы нижнего и среднего итулия; 21 — песчаники верхнего итулия; 22 — зоны тектонических нарушений установленные (а) и предполагаемые (б); 23 — направления течения лав; 24 — число лавовых покровов (в числителе), общая мощность лав (в знаменателе) в разрезах среднего итулия.

Анализ замеров направления течения лав по некоторым текстурам течения непосредственно показал в пределах нескольких структур на район местоположения вулканических аппаратов.

Как было установлено на примере Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон в районах, прилегающих к подводящим каналам, с наибольшей активностью проходила поствулканическая фумарольно-сульфатарная деятельность, в результате которой были образованы яшмовидные силициты, травертины, терригенно-кремнистые и другие вулканогенно-хемогенные осадочные породы.

Наличие пенистых лав, «слоистости течения», наплывов лав, в кровле лавовых потоков, мощных зон мандельштейнов, обилие крупных серповидных миндалин, газовых струй и газовых каналов, т. е. образований свидетельствующих об обильном выделении летучих из лавы и большой скорости ее истечения, также дает возможность установить район предпочтительного расположения вулканических аппаратов.

Крупные ксенолиты, обломки корочки закалки миндалекаменных диабазов длиной до 2,0 м внутри лавовых потоков и покровов свидетельствуют о наличии мощных и сильных лавовых течений при формировании лавовых потоков на небольшом удалении от центров эрупции в условиях интенсивного перемешивания лавового материала при высоких скоростях его перемещения.

Как правило, в околосерловых участках вулканических зон в основании лавовых толщ устанавливается серия маломощных лавовых потоков, сформированных в начальные пароксизмы вулканической деятельности, отвечающие времени формирования и стабилизации подводящего канала или жерловины вулканического аппарата.

К районам расположения центров лавовых излияний всегда пространственно приурочено не только большинство даек габбро-диабазов, но и все крупные силлы, которые тяготеют именно к зонам наибольшей тектонической активности и магматической проницаемости, контролирующим в свою очередь и пространственное распределение самих вулканических аппаратов.

### **Вулканогенно-осадочный ряд фаций**

Процессы развития ятулийского вулканизма не были ограничены лишь формированием лавовой, субвулканической и эксплозивной фаций; в завершающие стадии каждой из вулканических фаз, а также в межпароксизмальные перерывы проходила активная поствулканическая деятельность, в результате которой термальными водами и растворенными в них газами выносилось значительное количество вулканогенного кремнистого, железистого, а также частично фосфорного, медного и другого материала. Весь этот химически разнообразный вулканогенный материал вовлекался в осадочный процесс, что приводило к формированию хемогенных вулканогенно-осадочных смешанных пород.

В составе вулканогенно-осадочного ряда фаций выделены фумарольно-гидросульфатарная фация (фация вулканических эксгаляций) с яшмовой и терригенно-кремнистой субфациями и отдаленная вулканогенная-хемогенная фация, в условиях которой формировались отложения смешанного вулканогенно-осадочного состава, с кремнисто-карбонатной и железисто-кремнистой субфациями.

При этом фумарольно-гидросульфатарная фация в связи со своей спецификой была пространственно тесно связана с вулканическими аппаратами и прилегающими к ним участками лавовых полей, а отдаленная вулканогенно-хемогенная фация формировалась на фланговых окончаниях и за пределами областей активного вулканизма.



**Фумарольно-гидросольфатарная фация  
(фация вулканических эксгаляций)**

В состав фумарольно-гидросольфатарной фации включены породы, содержащие то или иное количество вулканогенного кремнезема, связанного с активной поствулканической деятельностью. В зависимости от способа образования, интенсивности хемогенной садки кремнезема в условиях этой фации проходило формирование двух пространственно разобщенных групп пород, соответствующих двум субфациям — яшмовой и терригенно-кремнистой. Породы данных субфаций в пределах исследованной территории имеют довольно ограниченное площадное распространение.

В заключительные этапы многочисленных лавовых излияний нижнего и среднего ятулия, а также в межпароксизмальные перерывы вулканической деятельности в многочисленных участках обширного лавового плато проходила активная поствулканическая фумарольно-гидросольфатарная деятельность, в результате которой на поверхность поставлялось большое количество ювенильного вулканогенного материала. В настоящее время в составе ятулийского вулканического комплекса представляется возможным выделить группу пород, образование которой тесно связано с эксгаляциями древних вулканов и с активной поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельностью. Породы этой группы соответствуют вулканогенным образованиям яшмовой субфации.

При изучении многочисленных разрезов лавовых толщ нижнего и среднего ятулия в кровле многих покровов, а также среди прослоев туфогенно-осадочных пород неоднократно отмечались высококремнистые, тонкослоистые, красновато-бурые (сургучные), зеленовато-серые, вишнево-серые или темно-зеленые породы — яшмовидные силициты, которые по условиям и способу происхождения представляется возможным рассматривать как образования, аналогичные гейзеритам областей современного вулканизма (Набоко, 1959). Яшмовидные силициты образуют разнообразные по форме тела, линзы, гнезда в неровностях кровли лавовых потоков, имеют небольшие размеры и являются невыдержанными как по мощности, так и по простираению. В большинстве случаев яшмовидные силициты, прослеживаясь на расстоянии первых двух — трех метров, имеют мощность 0.5 м и только в редких случаях их длина превышает, по-видимому, 5—6 м, а мощность достигает 1.0—1.25 м. В ряде случаев линзы яшмовидных силицитов отмечались среди шаровых лав, лавовых автобрекчий и туфогенно-осадочных пород, обнаруживая тем самым тесную пространственную и генетическую связь с породами как лавовой, так и эксплозивной фаций. Видимо, яшмовидные силициты должны рассматриваться как хемогенные образования, возникшие путем выпадения кремнекислоты из термальных вод в непосредственной близости от сифонов гидросольфатар в периоды межпароксизмальных перерывов в лавовых излияниях.

Одной из наиболее характерных особенностей яшмовидных силицитов является постоянно выраженная тонкая слоистость, обусловленная чередованием разноокрашенных слоев мощностью от долей миллиметра до сантиметра и лежащая в плоскости, параллельной поверхности лавового потока, что позволяет по ней определять условия залегания пород.

В кровле лавовых покровов и потоков, имеющих тела яшмовидных силицитов, в большинстве случаев наблюдается густая сеть жил и прожилков, выполненных силицитами и непосредственно переходящих в массивные залежи. Передко эти жилы силицитов приурочены к зонам повышенного скопления миндалин, а очень часто в нижней части они переходят в миндалекаменные диабазы, обильно насыщенные миндалинами. В некоторых случаях были установлены даже столбообразные скопления миндалин,

зоны повышенной их концентрации, как правило заполненные гематит-кремнистым материалом и переходящие в жилообразные яшмовидные силициты. Такие струйчатые скопления миндалии можно рассматривать как фумарольные каналы — сифоны, которые служили путями выхода вулканических газов, а также гидротермальных растворов. В наибольшей степени, по имеющимся данным, фумарольная деятельность была проявлена в районе акватории оз. Сегозера, где многочисленные отдельные фумарольные каналы и их группы были обнаружены на островах Шенонсаари, Макконсаари, в Орчень-губе и Глухой губе. Отдельные следы проявления фумарольной деятельности отмечены в районе бывшего рудника Воронов Бор, в окрестностях г. Медвежьегорска, к югу от оз. Янгозера и в других местах.

В тесном пространственном соотношении с яшмовидными силицитами находятся высокоизвестковистые породы — травертины, которые наилучшим образом выражены на островах Макконсаари и Лехта II оз. Сегозера. Травертины представляют собой светлоокрашенные, иногда пятнистые известковистые породы с тонкими прослоями, гнездами, линзами или неправильной формы участками яшмовидных силицитов. По условиям образования они, как и яшмовидные силициты, являются хемогенными осадками из вод гидросольфатар, богатых гидрокарбонатами кальция и углекислым газом. Они образуют пластовой формы тела мощностью до 1.5 м и длиной до нескольких десятков метров в кровле некоторых лавовых потоков.

Пространственно площади, имеющие признаки и следы фумарольной деятельности, приурочены либо к областям расположения вулканических аппаратов, либо к контролирующим их зонам разломов.

Породы яшмовой субфации, образованные в условиях подводных лавовых излияний, имеют, как правило, незначительные мощности, темно-светло-зеленую, зеленовато-фиолетовую окраску, в то время как яшмовидные силициты, генетически связанные с лавами наземных (континентальных) излияний, характеризуются несколько большими мощностями, сильной изменчивостью по простирацию и существенно бурой (сургучной) или красновато-бурой окраской, обусловленной наличием большого количества распыленного в них железистого (гематитового) материала.

Иные условия существовали, по-видимому, во время формирования пород терригенно-кремнистой субфации, когда растворенный в термальных водах кремнезем испытывал транспортировку на некоторые расстояния, прежде чем он попал в осадок.

В результате проявления поствулканической деятельности в конечные этапы нижнеэтулийской фазы вулканизма на территории Северного Прионежья (район г. Медвежьегорска) в составе осадочных пород средней толщи были сформированы терригенно-кремнистые осадки — кремнистые песчаники, песчано-кремнистые сланцы, кремнистые и кремнисто-гематитовые сланцы, содержащие в ряде случаев незначительное количество туфогенного материала. Прослой этих пород в разрезе средней толщи прослеживаются от северных окраин г. Медвежьегорска и оз. Сонкярви через район оз. Куйк-ярви до бывшего рудника Воронов Бор. Породы подобного состава (кремнистые, гематит-кремнистые, песчано-кремнистые сланцы), кроме того, отмечаются в средней толще района пос. Гирвас, оз. Пялозеро и в других местах.

Разнозернистые песчаники, сланцы, туфосланцы, содержащие различное количество хемогенного кремнистого материала, встречаются в разрезе средней толщи преимущественно в нижней части, где в зависимости от фациальной обстановки и динамики водной среды были либо образованы самостоятельные слои, гнезда, линзы, прослой кремнистых сланцев, либо сформированы разнозернистые песчаники с хемогенным



кремнистым цементом. Наиболее типичным для терригенно-яшмовой фации является разрез средней толщи, расположенный на восточном берегу оз. Куйк-ярви. Литологические особенности (текстурные признаки и состав пород) терригенно-кремнистой субфации Северного Прионежья приведены на рис. 23.

Анализ фактического материала показывает, что формирование пород в условиях терригенно-кремнистой фации происходило в мелководной обстановке прибрежной зоны, при этом литологические особенности грубообломочного материала свидетельствуют о его принадлежности



Рис. 23. Песчаники средней толщи ятулия района оз. Куйк-ярви (г. Медвежьегорск) с кремнистым цементом и линзами яшмовидных силицитов.

к аллювиальным образованиям потокового типа речных дельт или конусов выноса (Галдобина, 1966).

Одной из особенностей речных дельтовых отложений средней толщи, распространенной в районе г. Медвежьегорска—рудника Воронов Бор, является наличие в них медистого оруденения. Как показывают наблюдения за литологическим строением рудных песчаников ур. Воронов Бор, наибольшая концентрация сульфидов меди (халькопирит, борнит, халькозин) пространственно четко приурочена к грубообломочным кварц-полевошпатовым и кварцевым косослоистым песчаникам и гравелитам основания средней толщи, она обнаруживает резко выраженную связь с косослоистыми текстурами и в общем обладает некоторыми характерными чертами, типичными для медистых песчаников (Вольфсон, 1962; Домарев, 1958; Мирошников, 1964; Gornwall, 1956; Sullivan, 1960).

#### Отдаленная вулканогенно-хемогенная фация

К образованиям, сформированным в условиях отдаленной вулканогенно-хемогенной фации ятулийского вулканического комплекса, относятся породы, содержащие в своем составе предположительно вулканогенный кремнистый и железистый материал и обнаруживающие слабые пространственные связи с областями древнего активного вулканизма (Шатский, 1954).

Наиболее типичными представителями пород данной фации являются породы кремнисто-карбонатной и железисто-кремнистой субфаций — кремнистые доломиты, железистые доломиты, гематит-кремнистые и гематитовые (рудные) сланцы, имеющие широкое распространение в районе

озер Туломозера, Суоярви и в Западном Прионежье — озера Сандал и Сундозеро (Соколов, 1963). Кремнистые и железистые доломиты кремнисто-карбонатной субфации в большинстве случаев являются мелкозернистыми, плотными породами с характерным полураковистым изломом, розовато-серой, розовой, красновато-бурой окраской, с довольно хорошо выраженной слоистостью и с полосчатой, массивной, местами брекчиевидной текстурой. Кремнистые включения в доломитах имеют линзообразную желваковую форму либо встречаются в виде отдельных полос или прослоев, прослеживающихся на значительные расстояния. В последнем случае кремнистые доломиты выполняют роль маркирующего горизонта. Мощность кремнистых линз и прослоев довольно постоянна и по простиранию меняется от долей сантиметра до 5—8 см, а желваки и стяжения в диаметре достигают 16 см. По составу встречаются кварцевые, доломит-кварцевые, апатит-кварцевые и железисто-apatит-кварцевые включения, в которых тонкозернистый кварц имеет опаловидный облик.

Гематит-кремнистые и гематитовые рудные сланцы железисто-кремнистой субфации образуют в общем маломощные (до 2 м) прослои, невыдержанные как по простиранию, так и по падению, и часто переслаивающиеся с глинистыми, песчано-глинистыми сланцами, реже с песчаниками, гематитизированными песчаниками и кремнистыми доломитами. В районе оз. Туломозера рудные гематитовые сланцы, например, образуют 3—4 слоя переменной мощности (от 0.1 до 1.5 м), прослеживаемые, по данным бурения, на расстояния более чем 8.0 км. Формирование пород кремнисто-карбонатной, железисто-кремнистой субфаций происходило в течение второй половины среднего ятулия на территории Южно-Карельской седиментационной области в условиях непрерывно регрессирующего мелководного морского бассейна с карбонатным типом осадконакопления, одновременно с мощными лавовыми излияниями, имевшими место на территории Центральной Карелии. В разрезе ятулийских отложений Туломозерской, Суоярвской и Малоянисъярвинской структур породы отдаленной вулканогенно-хемогенной фации занимают верхнюю регрессивную часть среднего ятулия, при этом кремнисто-карбонатная субфация, соответствующая более глубоководным условиям формирования, отвечает начальной стадии регрессии, когда еще слабо ощущался привнос терригенного обломочного материала в область карбонатного осадконакопления. В этих условиях шла интенсивная совместная садка карбонатов с вулканогенным кремнеземом, поступающим из зон активной вулканической деятельности. Ввиду специфичных физико-химических условий накопления вулканогенного железа, выпадающего в осадок при низких значениях рН среды вблизи вулканических зон при смешении кислых термальных вод с резко щелочной водной средой бассейна, поступление его в область совместной садки карбонатов и кремнезема в заметных количествах не происходило.

По мере расширения площади регрессии на смену кремнисто-карбонатному режиму осадконакопления в районе оз. Туломозеро приходит железисто-кремнистый, при котором карбонатное и кремнистое накопление подавляется осаждением терригенного песчано-глинистого материала совместно с хемогенным выпадением в осадок уже преимущественно вулканогенного железа с образованием вначале пород переходного состава — железистых доломитов, а затем кремнисто-гематитовых и гематитовых рудных сланцев, переслаивающихся с другими терригенно-карбонатными породами.

Таким образом, физико-химические условия среды осадконакопления вулканогенных компонентов обусловили некоторое территориальное разоб-  
щение кремнистых и железистых осадков, что нашло отражение в строении регрессивной части разреза ятулия этой территории.



### ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ)

Проявление ятулийского вулканизма тесно связано с историей геологического развития территории Карелии в ятулийское и предшествовавшее ему время. Кратковременные вспышки вулканической деятельности проходили в заключительные этапы формирования крупных регрессивных седиментационных циклов в геотектонических условиях перехода от геосинклинали к платформе, т. е. в условиях молодой платформы. Поскольку вулканогенные образования являются неотъемлемыми членами вулканогенно-осадочных циклов ятулийского осадконакопления, то история их формирования рассматривается в тесном единстве с собственно осадочными породами.

Палеовулканология находится в особо трудном положении, поскольку она имеет дело с продуктами древнейших вулканических эпох, и поэтому применение комплекса литологических наблюдений значительно расширяет возможности палеовулканологических реконструкций. В изучении литологических особенностей докембрийских осадочных пород в настоящее время достигнуты значительные успехи (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1963; сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, 2, 3), и неиспользование методов сравнительно-литологического и формационного анализов при расшифровке строения вулканогенно-осадочных комплексов было бы значительным упущением. Проведение палеовулканологических реконструкций ятулийского вулканизма стало возможным в значительной степени благодаря комплексному геолого-литологическому изучению осадочных пород ятулия, распространенных на значительной территории Центральной и Южной Карелии. При написании настоящего раздела широко использованы материалы и выводы, полученные в результате геолого-литологического изучения ятулия Западно-Карельской синклинали зоны сотрудниками лаборатории литологии и палеовулканологии Института геологии Карельского филиала АН СССР — В. А. Соколовым (1958, 1960, 1963, 1966), Л. П. Галдобиной (1966), В. А. Соколовым, Л. П. Галдобиной и др. (1966а, 1966б, 1970), К. И. Хейсканеном (1964), а также опубликованные материалы сотрудников ВСЕГЕИ, ИГГД АН СССР, СЗТГУ, ЗГТ — В. З. Негруцы (1963, 1966, 1967), К. О. Кратца (1958, 1960, 1963), Л. Я. Харитоновой (1938, 1949, 1962, 1966) и др.

К началу проявления ятулийского вулканизма на обширной территории Центральной и Южной Карелии существовали довольно разнообразные ландшафтно-климатические условия (фациальные обстановки), которые в одних случаях (фумарольно-гидросольфатарная и отдаленная вулканогенно-хемогенная фации) не только оказывали достаточно большое влияние на пространственное распределение определенных типов вулканогенных пород, но и являлись активным фактором, воздействующим на вулканогенно-осадочное породообразование, в других же — были пассивными свидетелями массовых лавовых излияний, кратковременных эксплозивных процессов (фация текучих лав и эксплозивная фация) и воздействовали главным образом только на некоторые текстурно-структурные особенности пород. Наконец, при формировании субвулканической фации (фации гипабиссальных интрузий габбро-диабазов) влияние сложившихся фациальных обстановок было минимальным. Общим признаком, который определял как формирование самих фациальных обстановок, так и пространственное распределение различных по механизму

образования вулканогенных фаций, являлся тектонический режим, имевший в различных участках территории различный характер и интенсивность.

### **Фациальные обстановки и механизм проявления нижнеятулийской фазы вулканизма**

После проявления селецкой фазы карельской складчатости и перемыва нижнепротерозойских геосинклинальноскладчатых сооружений, вслед за формированием сариольских полимиктовых конгломератов и последующей пенепленизацией территории началось образование кор выветривания, знаменующих собой начало ятулийского времени. По сумме литологических признаков осадочных образований установлено, что ко времени проявления нижнеятулийской фазы вулканизма формирование разнообразных осадков на значительной территории Центральной Карелии, по данным Л. П. Галдобиной, проходило в условиях бассейновой, прибрежной и континентальной фациальных обстановок.

Континентальная фациальная обстановка в течение нижнего ятулия существовала на значительной территории Северного Прионежья, и граница ее проходила южнее озер Сегозера, Селецкого, Янгозера. Другая гипотетическая область континента располагалась к западу от оз. Суоярви и южнее оз. Лубо-ярви. В континентальных условиях со слаборасчлененным рельефом проходило формирование озерных, делювиально-элювиальных, аллювиальных разнозернистых песчано-галечниковых отложений, заполняющих мелкие впадины в рельефе и образующих линзообразные, выклинивающиеся пласты мощностью до 30—40 м. Здесь выделяются фации прибрежных отложений, застойных заливов, конусов выноса и речных русел.

Прибрежная фациальная обстановка, существовавшая на границе между континентом и бассейном, включает две группы фаций: прибрежных заливов, периодически отчленяемых от бассейна, и прибрежно-пляжевых. Прибрежные, периодически отчленяемые от бассейна группы фаций, прослеженные в обнажениях восточного и южного берегов оз. Сегозера, слагаются мелкозернистыми, разнозернистыми песчаниками, а прибрежно-пляжевые группы фаций, которые иногда наблюдались в районе южного берега оз. Сегозера, у дер. Плакковаара и оз. Фенькина-ламбина (р. Кумса), представлены мелкогалечными конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками, кварцито-песчаниками и т. д.

Бассейновая фациальная обстановка существовала на обширной территории, расположенной к северу и северо-западу от озер Янгозера, Селецкого, Сегозера, и характеризовалась накоплением песчанистых отложений, образующихся как в условиях донного течения, так и в обстановке спокойного водного бассейна.

В заключительные этапы нижнеятулийского осадкообразования под влиянием возобновившихся глыбовых движений произошла повсеместно выраженная на территории Центральной и Южной Карелии регрессия, которая отразилась в формировании в верхах нижнеятулийской осадочной толщи грубозернистых песчано-конгломератовых отложений. С проявлением тектонической активности связана первая вспышка вулканической деятельности — нижнеятулийская фаза вулканизма.

На значительной территории Центральной и частично Южной Карелии в этот период произошли излияния основных базальтовых лав, в результате которых было сформировано обширное лавовое плато. Вулканическая деятельность проявилась одновременно в нескольких вулканических зонах, каждая из которых характеризовалась различной напряженностью вулканизма (рис. 24).





Наиболее важными вулканическими зонами территории Центральной Карелии в нижнем ятулии явились Сегозерская, Селецкая, Чинозерская, Медвежьегорская и Гирвасская, каждая из них имела свои вулканические аппараты, через которые на поверхность поступала изливающаяся лава и вокруг которых формировались лавовые поля, а в результате сочленения этих полей произошло образование единого нижнеятулийского лавового плато (рис. 25).

Изучение вещественного состава продуктов нижнеятулийской фазы вулканизма показывает, что вулканические процессы носили отчетливо выраженный (хотя и не во всех зонах) стадийный характер, т. е. у них были проявлены начальная (подготовительная), главная (кульминационная) и заключительная стадии.

В начальную стадию, наиболее хорошо выраженную в Медвежьегорской и Гирвасской зонах, произошли редкие, но довольно сильные вулканические взрывы, выбросившие в общем небольшое количество пирокластического материала, в результате которых были образованы пачки витрокластических, реже кристаллокластических туфов и туфоалевролитов мощностью от 0.5 до 11.0 м. По-видимому, именно к этому периоду относится формирование вулканических аппаратов, через которые в последующую главную фазу произошли массовые излияния лав.

Наиболее мощные излияния лав произошли в Чинозерской зоне, где сформированная лавовая толща состоит из трех потоков, имеющих общую мощность около 90 м. В пределах Медвежьегорской зоны установлено четыре лавовых потока с суммарной мощностью около 60 м. В остальных зонах мощность лав также составляет около 60 м. Легкоподвижные, насыщенные летучими компонентами лавы, изливаясь в континентальной (наземной) или бассейновой (подводной) обстановке, растекались в соответствии с морфологическими особенностями рельефа местности. Лавы Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон испытывали преобладающее течение в северном направлении, т. е. вниз по континентальному склону в сторону открытого бассейна. В соответствии с таким расположением вулканических зон мощность лав в южном направлении, в направлении континента, уменьшается резко, в то время как в северном направлении на значительных расстояниях сохраняется без изменений. В зависимости от этого находится также и морфология лавовых полей, отражающая условия излияния лав. Лавовые поля имеют вытянутую форму и приурочены к трогообразным пологим понижениям в рельефе основания. Иной совершенно формы лавовые поля Сегозерской и особенно Чинозерской зон. Здесь ввиду выровненного основания лавы растекались более или менее равномерно во все стороны и тем самым определяли изометричную форму лавовых полей. Лавовые потоки (покровы), имеющие мощность до 30 м, занимали значительные площади, достигающие 2—3 тыс. км<sup>2</sup>, а их длина составляла иногда, по-видимому, не менее 50—70 км (табл. 2). Континентальные излияния Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон по масштабам проявления мало чем отличаются от под-

Рис. 24. Палеовулканологическая схема нижнеятулийской фазы вулканизма Центрально-Карельского вулканического района.

Фациальные обстановки: 1 — аллювиально-озерная (континентальная); 2 — континент, область сноса; 3 — прибрежная; 4 — бассейновая; 5 — площади подводных и континентальных лавовых излияний; 6 — современное положение эффузивов в структурах ятулия; 7 — площади распространения туфов; 8 — местоположение предполагаемых вулканических аппаратов; 9 — направления течения лав (а — единичные замеры, б — редкие замеры); 10 — площадь распространения пород терригенно-кремнистой субфации фумарольно-гидросольфатарной фации; 11 — площадь распространения медистых песчаников; 12 — границы вулканических зон; 13 — контуры ятулийских структур; 14 — местоположение опорных разрезов и их номера (в числителе — число лавовых потоков, в знаменателе — общая мощность эффузивов); 15 — разрезы, описанные Л. Я. Харитоновым (1966); 16 — вулканические зоны (I — Сегозерская; II — Селецкая; III — Чинозерская; IV — Медвежьегорская; V — Гирвасская); 17 — основные зоны магмоподводящих разломов; 18 — коэффициент палеоэксплозивности и его величина.



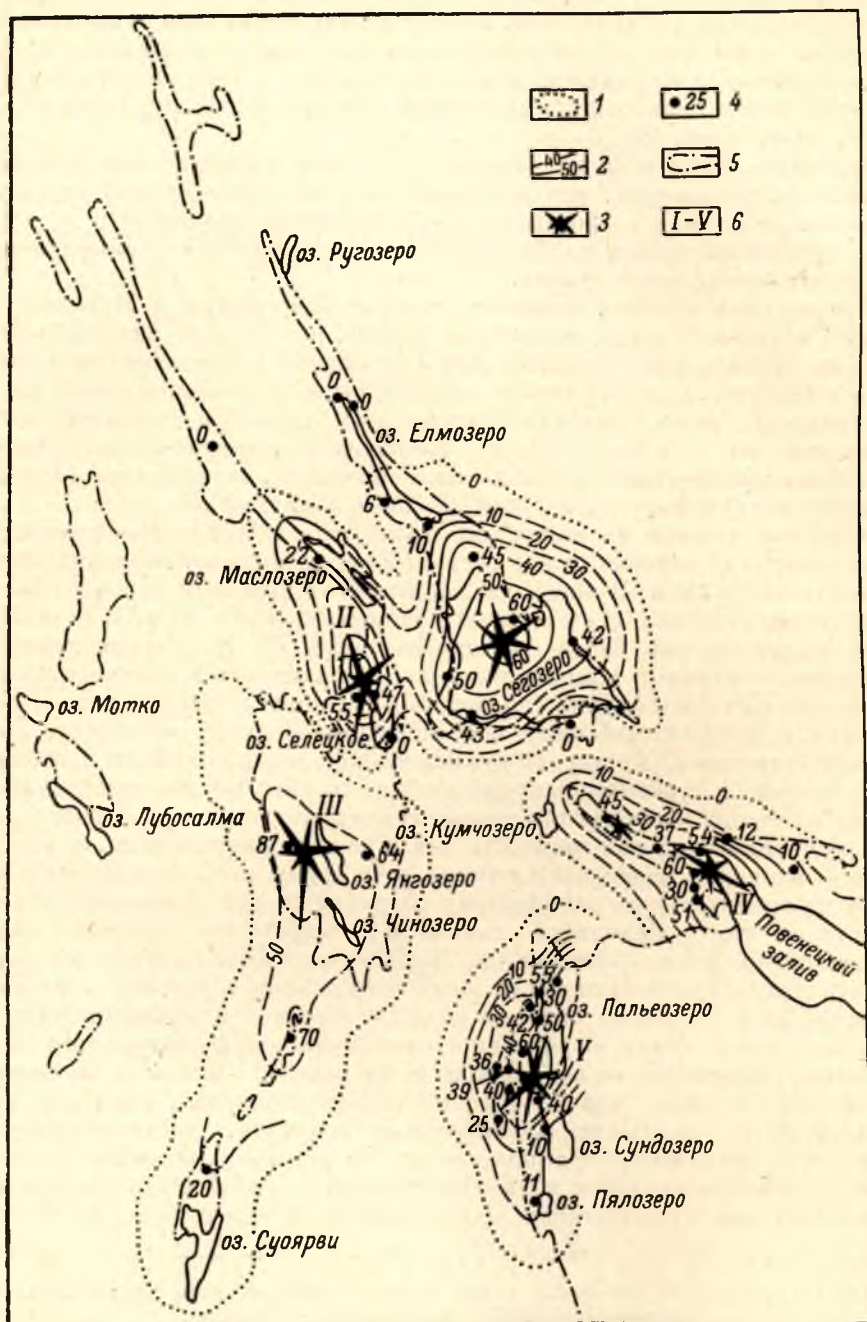


Рис. 25. Лавовые поля нижнеяттулийской фазы вулканизма Центрально-Карельского вулканического района.

1 — контуры лавовых полей; 2 — изолинии мощностей лав; 3 — предполагаемые местоположения центров лавовых излияний; 4 — места замеров мощностей лав и их величина; 5 — контуры ятулийских структур; 6 — вулканические зоны (I — Сегозерская; II — Селецкая; III — Чиозерская; IV — Медвежьегорская; V — Гирвасская).

водных излияний Сегозерской, Селецкой и Чинозерской зон. В большинстве случаев все континентальные лавы имеют четкие признаки краснокаменного изменения, повышенную окисленность и сочетаются с вулканогенно-осадочными породами, имеющими слабую сортировку и низкую степень окатанности терригенного материала. Лавовые излияния, судя по малому коэффициенту палеоэксплозивности, носили спокойный, ненапряженный характер и принадлежали к трещинному типу. Вулканические аппараты нижнеятулийской фазы вулканизма на изученной территории до сих пор не обнаружены, однако по особенностям строения лавовых полей в пределах каждой из вулканических зон представляется возможным наметить место их предполагаемого расположения.

Т а б л и ц а 2

Объемы продуктов ятулийского вулканизма в пределах Центрально-Карельского вулканического района

Вулканические зоны	Типы пород	Ятулий								
		нижний			средний			верхний		
		площадь, км	мощность, м	объем, км <sup>3</sup>	площадь, км	мощность, м	объем, км <sup>3</sup>	площадь, км	мощность, м	объем, км <sup>3</sup>
Сегозерская.	Излившиеся лавы.	2070	25	52	4900	140	686	—	—	—
	Орченьский силл.	—	—	—	340	20	7	—	—	—
	Дайка подводящего канала.	—	—	—	—	50	2.5	—	—	—
	Орченьский некк.	—	—	—	—	150	1.2	—	—	—
	Туфы.	—	—	—	1100	0.2	0.2	—	—	—
	Дайки оз. Елм-озера.	—	—	—	120	50	8.0	—	—	—
Селецкая.	Излившиеся лавы.	960	25	24	2100	90	189	—	—	—
	Сонгинский силл.	—	—	—	360	20	7	—	—	—
	Туфы.	—	—	—	210	0.1	0.02	—	—	—
Чинозерская.	Излившиеся лавы.	3800	45	170	3600	110	286	—	—	—
	Чинозерский штук.	—	—	—	—	—	—	720	20	14
	Туфы.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Медвежьегорская.	Излившиеся лавы.	1560	38	59	2600	110	286	—	—	—
	Силл «Медные горы».	—	—	—	—	—	—	300	15	4.5
	Туфы.	480	0.1	0.05	300	0.1	0.03	—	—	—
Гирвасская.	Излившиеся лавы.	1900	38	72	3800	140	532	360	25	9
	Пальеозерский силл.	—	—	—	—	—	—	520	44	22
	Туфы.	290	0.1	0.03	530	0.1	0.05	—	—	—

По-видимому, все вулканические постройки нижнего ятулия являлись линейными (трещинными) лавовыми вулканами, сложенными одним (моногенный лавовый вулкан) или несколькими (полигенный линейный лавовый вулкан) лавовыми потоками, которые по своим морфологическим особенностям (углам наклона склонов, соотношению высоты и ширины) относились, без сомнения, к щитовым вулканам исландского типа (Ритман, 1964). Расположение таких вулканов контролировалось, видимо, трещинными структурами, приуроченными к зонам межблоковых разломов.

По-видимому, не случайным является расположение предполагаемых подводящих каналов Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон вдоль краевой части нижнеятулийского континента, а Сегозерской,



Селецкой и Чинозерской — параллельно ему. Вероятно, такое размещение вулканических аппаратов находится во взаимосвязи с зонами межблоковых разломов северо-восточного простираения, которые определили разделение области ятулийского осадконакопления на ряд зон с различными обстановками. Принимая во внимание морфологию и механизм формирования лавовых полей, представляется возможным их рассматривать в качестве единых самостоятельных уплощенных вулканов типа «плато-вулканов», имеющих небольшие превышения, пологие склоны, но весьма значительные размеры основания.

В заключительную стадию вулканизма, когда активность вулканических процессов резко снижалась, происходили редкие и, вероятно, слабые вулканические взрывы, выбрасывавшие небольшое количество пеплового материала. Прослой туфогенно-осадочных пород в кровле нижнеятулийской лавовой толщи установлены в Сегозерской и Гирвасской зонах. Однако наиболее важной в заключительную стадию вулканизма была активная поствулканическая фумарольно-гидросольфатарная деятельность, в результате которой термальными водами осуществлялся вынос большого количества растворенных солей, окислов и металлов. Непосредственно в местах выхода на поверхность термальных вод, обогащенных кремнекислотой, в неровностях кровли многих лавовых покровов и потоков происходило формирование яшмовидных силицитов, образований по способу и условиям формирования в общем подобных гейзерам областей современного вулканизма. Однако большая часть растворенной кремнекислоты выносилась водами на значительные расстояния и их выпадение происходило совместно с осаждением терригенного обломочного материала. В результате наложения этих двух процессов образовались породы отдаленной вулканогенно-хемогенной фации — кремнистые сланцы и песчаники с кремнистым цементом. Совместно с кремнеземом выносилось также значительное количество железа, которое, выпадая в осадок в наиболее благоприятных физико-химических условиях, приводило к образованию гематит-кремнистых рудных сланцев. Наиболее отчетливо следы древней фумарольно-сольфатарной деятельности отмечены в вулканических зонах континентальной фациальной обстановки — Медвежьегорской и Гирвасской, а для подводных лавовых излияний подобных признаков не установлено, что, по-видимому, связано со значительным разбавлением поступающих термальных вод в водной среде бассейнов и недостижением концентраций, необходимых для их хемогенной садки.

В результате проявления поствулканической деятельности в континентальных условиях в некоторых участках отмечался вынос термальными водами и растворенными в них газами соединений меди, осаждение которых в поверхностных условиях привело к формированию пород типа медистых песчаников. В пределах Центрально-Карельского вулканического района формирование медистых песчаников произошло на территории Медвежьегорской вулканической зоны, в районе бывшего рудника Воронов Бор. В основании средней толщи ятулия среди косослоистых грубозернистых осадков находится пачка рудоносных песчаников мощностью до 8 м, залегающая на поверхности нижнеятулийских эффузивов. Оруденение обнаруживает четкую литологическую приуроченность к косослоистым слабо отсортированным гравелит-песчаниковым осадкам, а медные минералы (борнит, халькопирит) совместно с кварцем выполняют роль цемента грубообломочного материала, подчеркивая косую и горизонтальную слоистость.

Признаки проявления активной поствулканической деятельности нижнеятулийской фазы вулканизма отмечаются непосредственно в районах предполагаемого расположения вулканических аппаратов.

## Фациальные обстановки и механизм формирования среднеятулийского лавового плато

После небольшого периода тектонического покоя в Южной и Центральной Карелии вновь произошла частичная инверсия тектонических движений. Наряду с продолжающей свое развитие Центрально-Карельской седиментационной областью на значительной территории Северного Прионежья, в районе озер Сандал, Суоярви, Туломозера, обособилась Южно-Карельская седиментационная область с качественно иным типом осадконакопления (Соколов, 1963). Разделяя эти две области седиментации, в районе озер Костомукса, Пальеозера, Кумчозера и на территории, расположенной к северу и северо-востоку от Повенецкого залива Онежского озера, существовал среднеятулийский континент с обширными площадями денудации.

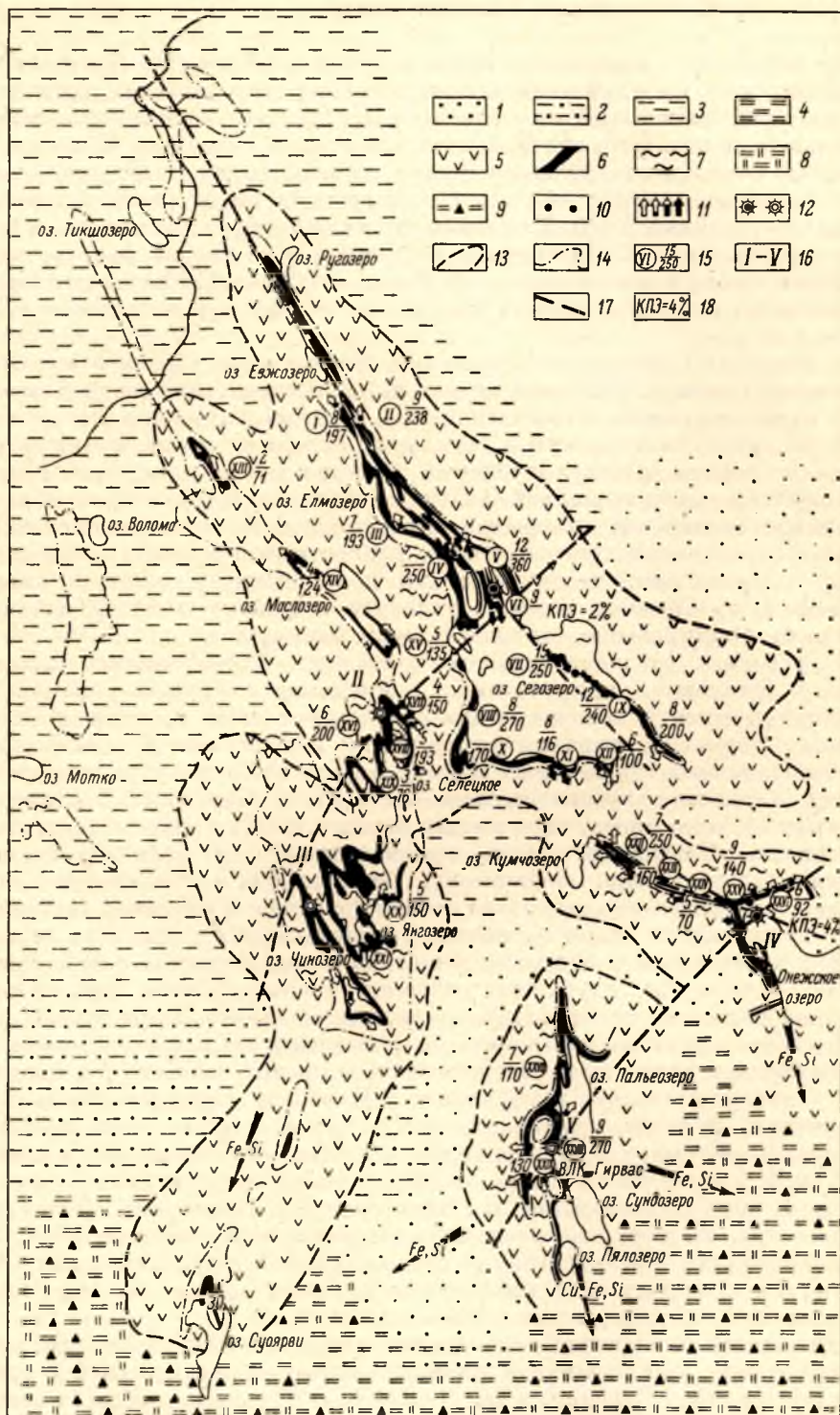
В пределах Центрально-Карельской области происходило накопление преимущественно бассейновых терригенных (песчанистых) осадков, имеющих горизонтальную, пологоволнистую, волнистую, иногда косую слоистость, свидетельствующую о спокойных условиях седиментации в бассейне со слабыми донными течениями. Вместе с тем на территории Южно-Карельской седиментационной области формировались в основном морские и прибрежно-морские отложения, представленные песчано-конгломератовыми, аркозовыми, песчанистыми, глинистыми и карбонатными осадками — доломитами, известковистыми доломитами и чистыми известняками. В прибрежных морских условиях в районе оз. Сундозера происходило формирование строматолитовых биогерм.

В условиях среднеятулийского континента формировались аллювиальные (русловые, прирусловые, пойменные) и озерные отложения. В конце среднеятулийского цикла осадконакопления произошла значительная регрессия, выраженная местными перемывами и накоплением грубообломочных терригенных (Северо-Карельская седиментационная область) и песчано-карбонатно-сланцевых (Южно-Карельская седиментационная область) пород, содержащих в ряде случаев примесь туфогенного материала. Предшествовавшая проявлению второй фазы ятулийского вулканизма регрессия, по-видимому, была связана не только с возобновлением тектонической активности района и с началом глыбовых тектонических движений по зонам разломов, унаследованных с нижнего ятулия, но и с вовлечением в блоковые движения новых областей с заложением вновь образованных глубинных разломов северо-западного простирания.

Зоны разломов, по-видимому, проходили не только, как в случае нижнего ятулия, по краям континента, разделяющего две самостоятельные области седиментации, имея северо-восточное простирание, но и в поперечном — северо-западном направлении. Наиболее важными глубинными разломами, функционировавшими в это время, явились зона крупного регионального разлома, проходящего от г. Медвежьегорска вдоль долины р. Кумсы, а затем вдоль восточного берега оз. Сегозера и далее на северо-запад по центральной части оз. Елмозера, и разломы озер Чинозера и Пальеозера. Именно эти разломы контролировали распределение всех установленных и предполагаемых среднеятулийских вулканических аппаратов, и к ним приурочены наибольшие мощности лавовой толщи, а также большинство тел интрузивных габбро-диабазов.

Вулканические процессы с мощными лавовыми излияниями проявились одновременно, но с различной напряженностью на значительной территории Центральной Карелии, и вся Центрально-Карельская область среднеятулийского вулканизма распадается на ряд самостоятельных вулканических зон (рис. 26). Вулканические зоны среднего ятулия расположены примерно в тех же участках, что и нижнеятулийские, обнаруживая тем





- |    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  |
| 5  | 6  | 7  | 8  |
| 9  | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |
| 17 | 18 |    |    |

самым не только преемственность, но и единство структурно-тектонического контроля процессов вулканизма ранних и последующих фаз. На территории Селецкой, Чиозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон интенсивность вулканизма была примерно одинаковой, а наиболее напряженно лавовые излияния проходили в Сегозерской зоне.

В начальную стадию вулканизма в некоторых вулканических зонах имели место излияния небольшого количества лавового материала, что приводило к образованию маломощных (до 1 м) лавовых потоков (о. Шенонсаари, оз. Сегозеро), вслед за которым последовали более мощные излияния значительных объемов базальтовых лав, в результате чего было сформировано большое количество лавовых потоков и покровов мощностью до 30—35 м. Поступающая на поверхность лава в процессе формирования лавовых полей растекалась, вероятно, либо вдоль относительно узких тектонических трогов (районы озер Елмозера, Маслозера, Пальеозера) дна морских бассейнов, либо на широкой, довольно выровненной поверхности (районы озер Сегозера, Селецкого и Янгозера) континентального склона, образуя то многочисленные вытянутые лавовые потоки, то обширные лавовые покровы.

Лавовые поля вулканических зон, расположенных в районе континентального склона, были сформированы в результате преобладающего растекания лав в северо-западном направлении вниз по склону континента, в сторону бассейна, что обусловило их изометричную форму и асимметрию относительно подводящих каналов. Одновременные лавовые излияния во многих вулканических зонах привели к некоторому сочленению лавовых полей, что, в свою очередь, обусловило неправильную форму общего среднетаулийского лавового плато, отражающую морфологические особенности рельефа территории проявления вулканизма (рис. 27).

Площади, занятые лавами, в каждой из вулканических зон составляют не менее 2500—3500 км<sup>2</sup>, а общая площадь среднетаулийского плато Центрально-Карельского вулканического района достигает 17 000 км<sup>2</sup> (табл. 2). Длина отдельных лавовых потоков излияний континентальных склонов (сегозерская вулканическая зона) достигает 80—100 км при средней мощности потока, равной 30 м, а длина потоков, сформированных в условиях континентальных излияний (Медвежьегорская вулканическая зона), не превышает, по-видимому, 35—40 км при средней мощности около 20 м.

Лавовые излияния среднетаулийской фазы вулканизма, судя по крайне низкому коэффициенту палеоэксплозивности, равному 2—3%, носили, вероятно, трещинный характер, а сами вулканические аппараты, как и в случае нижнего ятулия, принадлежали к щитовым полигенным «плато-вулканам» исландского типа. Для среднетаулийских эффузивов Центральной Карелии достоверно установлено лишь два вулканических аппарата, из которых как Орченьский вулкан (некк) Сегозерской вулканической зоны, так и Гирвасский плато-вулкан, сохранивший до сих пор часть ла-

Рис. 26. Палеовулканологическая схема среднетаулийской фазы вулканизма Центрально-Карельского вулканического района.

Фациальные обстановки: 1 — аллювиально-озерная (континентальная); 2 — прибрежная; 3 — бассейновая с терригенным осадконакоплением; 4 — бассейновая с карбонатным осадконакоплением; 5 — площади подводных и континентальных лавовых излияний фации текучих лав; 6 — современное положение эффузивов в структурах ятулия; 7 — площади распространения пород эксплозивной фации; 8 — площади распространения пород отдаленной вулканогенно-хемогенной фации (кремнисто-карбонатная); 9 — площади распространения пород отдаленной вулканогенно-хемогенной фации (субфация железисто-кремнистая); 10 — фуморольно-гидросольфатарные поля; 11 — направления течения лав (слева направо: единичные замеры, редкие замеры, частые замеры, массовые замеры); 12 — вулканические аппараты (установленные и предполагаемые); 13 — границы среднетаулийского лавового плато; 14 — современные контуры площадей распространения ятулийских образований; 15 — номера опорных разрезов эффузивов, в числителе — число лавовых потоков (покровов), в знаменателе — общая мощность лав по разрезу; 16 — вулканические зоны (I — Сегозерская; II — Селецкая; III — Чиозерская; IV — Медвежьегорская; V — Гирвасская); 17 — зоны магмоподводящих разломов; 18 — коэффициент палеоэксплозивности и его величина.



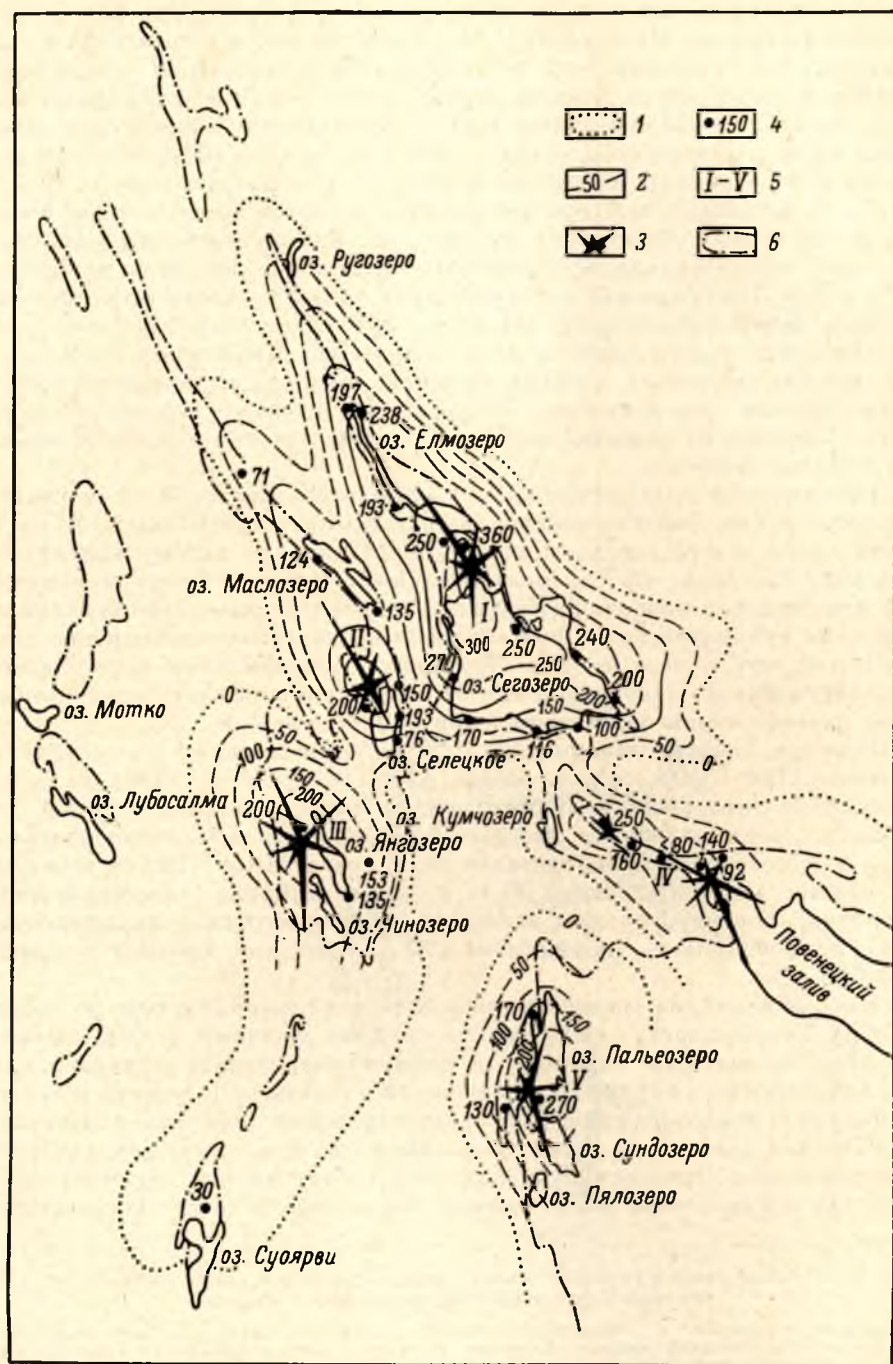


Рис. 27. Лавовые поля среднеатулийской фазы вулканизма Центрально-Карельского вулканического района.

1 — контуры лавового плато; 2 — изолинии мощностей лав; 3 — местоположение предполагаемых и установленных центров лавовых излияний; 4 — места замеров мощностей лав и их величина; 5 — вулканические зоны (I — Сегозерская; II — Селецкая; III — Чинозерская; IV — Медвежьегорская; V — Гирвасская); 6 — контуры атулийских структур.

новой постройки, обнаруживают четкую пространственную приуроченность к крупным трещинным структурам. Местоположение вулканических аппаратов в других вулканических зонах с различной степенью достоверности определяется в результате анализа направления течения лав, мощностей лавовых полей и распространения пород, обычно приуроченных к вулканическим жерлам (туфов, вулканогенно-кремнистых образований, субвулканических тел габбро-диабазов). С большой долей уверенности определяется район предполагаемого расположения вулканического аппарата в Селецкой и Медвежьегорской вулканических зонах и с меньшей — в Чинозерской.

Из анализа мощностей лавового плато, площадей распространения лав следует, что количество материала, извергнутого вулканическими аппаратами различных вулканических зон, было примерно одинаково (в наземных излияниях несколько меньше, чем в подводных) и составляло около 300—600 км<sup>3</sup>. Общий же объем лав Центрально-Карельского вулканического района в среднем ятулии составляет, таким образом, не менее 2000—2200 км<sup>3</sup>.

В характере вулканической деятельности древних среднеятулийских вулканов устанавливается в ряде случаев довольно отчетливо выраженная стадийность, которая заключается в последовательном проявлении начальной (подготовительной) стадии извержения, характеризующейся выбросом некоторого количества пеплового материала, главной (кульминационной) — с преобладанием излияний одного или нескольких лавовых потоков или покровов и в конце пароксизма — заключительной — с активной поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельностью. В ряде случаев заключительная (поствулканическая) стадия прерывается и подавляется началом нового пароксизма. Максимальное количество таких пароксизмов устанавливается в Сегозерской вулканической зоне (5), за время которых было сформировано до 15 лавовых потоков. По 3—4 пароксизма отчетливо выражено в Медвежьегорской и Селецкой вулканических зонах. Межпароксизмальные перерывы были достаточно длительными, чтобы не только успели сформироваться пласты вулканогенно-хемогенных пород (яшмовидных силицитов, гематитовых сланцев), но и в ряде случаев произойти незначительные перемывы кровли некоторых лавовых покровов и потоков.

Лавовым излияниям нередко предшествовали довольно сильные вулканические взрывы, в результате которых происходило образование пирокластического материала. Большая часть этого материала была представлена мелкими пепловыми кристаллокластическими и витрокластическими частицами, испытывавшими незначительный перенос от места извержения и реже крупными лапиллями и вулканическими бомбами, накапливающимися непосредственно в районах вулканических построек. Одновременно с формированием среднеятулийского лавового плато проходило также образование в районах вулканических аппаратов и в зонах тектонических нарушений субвулканических тел габбро-диабазов.

В зависимости от фациальных обстановок лавовые излияния являлись или континентальными, или подводными. Формирование лавовых полей Сегозерской, Селецкой и Чинозерской зон вулканизма осуществлялось преимущественно в подводных (бассейновых) условиях, о чем свидетельствуют текстурно-структурные особенности как самих лав, так и генетически с ними связанных туфогенно-осадочных и хемогенных пород. Туфы и туффиты, например, восточного берега оз. Сегозера обладают прерывистой, неотчетливой горизонтальной, разнонаправленной, порой срезающей косой слоистостью, образованной в обстановке мелководного бассейна с довольно сильными донными течениями, приводившими к частичному перемешиванию терригенного грубообломочного и вулканогенного пеплового матери-



ала. В то же время туфы южного берега оз. Елмозера имеют хорошо выраженную горизонтальную слоистость, обусловленную четкой сортировкой обломочных и вулканогенных частиц в условиях более глубоководного бассейна.

Вместе с тем в Северном Прионежье, в районе г. Медвежьегорска, оз. Куйк-ярви, а также на территории Гирвасской вулканической зоны лавовые излияния носили преимущественно континентальный (наземный) характер. Здесь повсеместно отмечается иногда отчетливо выраженное краснокаменное изменение основных пород, связанное с их повышенной гематитизацией, высокая степень окисленности и полное отсутствие шаровых лав. Туфогенно-осадочные породы имеют слабую сортировку грубо-обломочного материала, косую, разнонаправленную слоистость, свидетельствующую о значительной неустойчивости водных потоков.

Одновременно с формированием на огромной территории Центрально-Карельской вулканической области лавового плато на площади Северного Прионежья, а также в районе озер Суоярви и Туломозера в условиях морского бассейна шло образование туфогенно-глинистых и кремнисто-доломитовых осадков отдаленной вулканогенно-хемогенной фации. В прибрежной обстановке в условиях значительного привноса терригенного и вулканогенного материала формировались песчано-глинистые, туфогенные и частично гематитовые сланцы, переслаивающиеся с известково-доломитовыми породами. В условиях более или менее мелководного бассейна в динамически спокойной водной обстановке происходило образование доломитов и кремнистых доломитов. В кровле разреза морских отложений располагаются вновь глинистые, песчано-глинистые и песчаные породы с отдельными прослоями и пачками гематитовых рудных сланцев. Среди этих пород, имеющих тонкую горизонтальную и линзовидную прерывистую слоистость, на плоскостях напластования отмечены знаки ряби, трещины усыхания и т. д. Состав, сочетания пород и их текстурные особенности, таким образом, свидетельствуют об образовании отложений в условиях регрессирующего, периодически пересыхающего мелководного бассейна. Обильно поступающий в осадок туфогенный, железистый и кремнистый материал приносился преимущественно из области активной вулканической деятельности Центральной Карелии.

### **Механизм проявления верхнеятулийской фазы вулканизма**

После среднеятулийских лавовых излияний в связи с дальнейшей стабилизацией ятулийской платформы наступил период тектонического покоя. В некоторых районах (озера Сегозеро, Янгозеро, Селецкое) произошло образование на основных породах локальных кор химического выветривания. Однако в начале верхнего ятулия вновь наступило некоторое оживление тектонической активности блоков основания по ранее заложенным зонам долгоживущих и сохраняющих подвижность глубинных разломов, что привело к омоложению рельефа и оживлению эрозионных процессов. Осадкообразование в верхнеятулийское время сопровождалось формированием магмоподводящих расколов, по которым произошло внедрение габбро-диабазов, образовавших sill и пластовой формы залежи среди карбонатных и песчано-карбонатных отложений.

Лавовые излияния верхнеятулийской фазы на территории Карелии произошли, вероятно, на ограниченных площадях. По имеющимся в настоящее время данным, они имели место в пределах Гирвасской вулканической зоны, где образовали небольшое, узкое лавовое поле, протягивающееся от северного конца оз. Пальеозера до оз. Пялозера. Это лавовое поле, имеющее мощность до 65.0 м, состоит не менее чем из 17 маломощных

потоков лавобрекчий и пространственно приурочено к зоне Пальеозерского разлома. Излияние лав здесь произошло в связи с прорывом на поверхность магмы, формирующей гиабиссальные интрузивные силлы габбро-диабазов. Питающим очагом этих лав явилась близповерхностная магматическая камера, в которой происходило формирование силла. Прорыв осадочной тощи, по-видимому, произошел в результате наращивания внутреннего давления летучих компонентов в кристаллизующемся силикатном расплаве и его превышении над статическим давлением вышележащего осадочного покрова. Можно предположить, что места прорыва лавы на поверхность пространственно располагаются в зонах подводящих каналов субвулканических интрузий габбро-диабазов.

В настоящее время имеются данные, свидетельствующие о том, что верхнеятулийский вулканизм наиболее активно проявился в Западном Прионежье, в районе озер Укшозера, Кончозера, о. Суйсари Онежского озера и т. д. Есть основания считать суйсарский вулканический комплекс по времени образования синхронным верхнеятулийской фазе вулканизма. Окончательное решение вопросов последовательности событий верхнеятулийской фазы вулканизма возможно на территории Заонежского полуострова Южной Карелии, т. е. за пределами исследованной к настоящему времени области.



## **Петрология и металлогеническая специализация ятулийского вулканического комплекса**

### **Глава IV**

#### **ПЕТРОЛОГИЯ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА**

Для изучения петрологических, петрохимических и металлогенических особенностей ятулийского вулканического комплекса были выбраны Сегозерская и Медвежьегорская вулканические зоны, пространственно приуроченные к активной в тектоническом отношении шовной зоне сочленения Западно-Карельской синклинальной зоны и Центрально-Карельского антиклинального поднятия (Кратц, 1963). В настоящее время на основе имеющегося фактического материала представляется возможным относить эту зону к зоне долгоживущего глубинного разлома, определенным образом влияющего на проявление сумского (?) и ятулийского вулканизма, а также сыгравшего важную роль в последующие эпохи, вплоть до настоящего времени. Эта зона разлома контролирует пространственное распределение не только большинства тел ятулийских интрузивных габбро-диабазов, но и положение самих вулканических аппаратов — подводящих каналов, т. е. она оказала самое непосредственное влияние на характер и интенсивность проявления ятулийского вулканизма. Другим обстоятельством, послужившим основанием к выбору этой зоны для изучения эволюции химизма продуктов ятулийских вулканических фаз, явилось ее непосредственное продолжение в область распространения пород более молодого суйсарского вулканического комплекса.

В связи с ограниченным объемом настоящей работы петрографическое описание вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород ятулийского вулканического комплекса здесь не приводится. Некоторые результаты изучения вещественного состава ятулийских разнофациальных вулканогенных пород изложены в соответствующих разделах монографии «Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии» издательства «Карелия», Петрозаводск, 1970.

#### **Основные черты физико-химических условий формирования вулканогенных пород ятулия**

Рассмотрение некоторых петрологических особенностей основных пород ятулийского вулканического комплекса стало необходимым в связи с решением ряда вопросов металлогенического характера. С этой целью ниже разбираются в общем виде главнейшие петрохимические особенности разнофациальных вулканогенных пород, некоторые черты эволюции родоначального базальтового расплава, его дифференциации и кристалли-

зации, а также ряд вопросов связи меденосности основных пород со стадийностью ятулийского вулканизма.

Для рассмотрения всех перечисленных вопросов в работе использовано более 490 новых полных силикатных химических анализов, выполненных в химической лаборатории Института по ряду научных тем. Для удобства обработки аналитического материала все химические анализы объединены по возрастному и площадному признакам в 15 групп (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Распределение по группам химических анализов основных пород ятулия, суйсария и вепсия Карелии

№ п/п	Название группы пород	Число анализов
1	Нижнеятулийские эффузивы Сегозерской вулканической зоны . . . . .	35
2	Нижнеятулийские эффузивы Медвежьегорской вулканической зоны . . . . .	19
3	Среднеятулийские эффузивы Сегозерской вулканической зоны . . . . .	37
4	Среднеятулийские эффузивы Медвежьегорской вулканической зоны . . . . .	45
5	Среднеятулийские эффузивы Гирвасской вулканической зоны . . . . .	35
6	Эффузивы Суйсарского вулканического комплекса (по В. И. Горлову и Ю. К. Калинин) . . . . .	48
7	Эффузивы комплекса кряжа Ветреный Пояс (по В. С. Куликову) . . . . .	8
8	Габбро-диабазы Северо-Елмозерской группы Сегозерской вулканической зоны . . . . .	35
9	Габбро-диабазы Северо-Сегозерской группы Сегозерской вулканической зоны . . . . .	50
10	Габбро-диабазы силла «Медные Горы» Медвежьегорской вулканической зоны . . . . .	37
11	Габбро-диабазы Чинозерского штока Чинозерской вулканической зоны . . . . .	35
12	Габбро-диабазы Койкарского силла (оз. Пальеозеро) Гирвасской вулканической зоны . . . . .	39
13	Габбро-диабазы Пудожского силла восточного берега Онежского озера (по А. И. Богачеву) . . . . .	33
14	Габбро-диабазы силла Голодай-горы (по А. П. Мартынову) . . . . .	21
15	Габбро-диабазы Кондопожского силла (по Ю. К. Калинин) . . . . .	18
И т о г о . . . . .		495

Каждая из организованных групп представляет собой совокупность химических анализов пород, являющихся производными какой-либо вулканической фазы, проявленной в пределах одной из вулканических зон. Кроме того, для сравнения химизма вулканогенных пород ятулия с основными породами Карелии иного возраста использованы химические анализы эффузивов и габбро-диабазов вепсия, иотния и суйсария из материалов Ю. К. Калинина, В. И. Горлова, А. П. Мартынова, А. И. Богачева и В. С. Куликова.

#### Эволюция химического состава пород ятулийского вулканического комплекса (петрохимические особенности)

Для изучения главнейших петрохимических особенностей пород ятулийского вулканизма была выбрана территория, пространственно приуроченная к активной в тектоническом отношении шовной структуре сочления



восточного крыла Западно-Карельской синклинали и западного крыла Центрально-Карельской антиклинальной зон, осуществлявшей контроль за проявлением вулканизма не только в течение всего ятулия, но и в предшествовавшее ему сумское время.

В табл. 4 приведены средние химические составы основных пород ятулийского вулканического комплекса по отдельным фазам и вулкани-

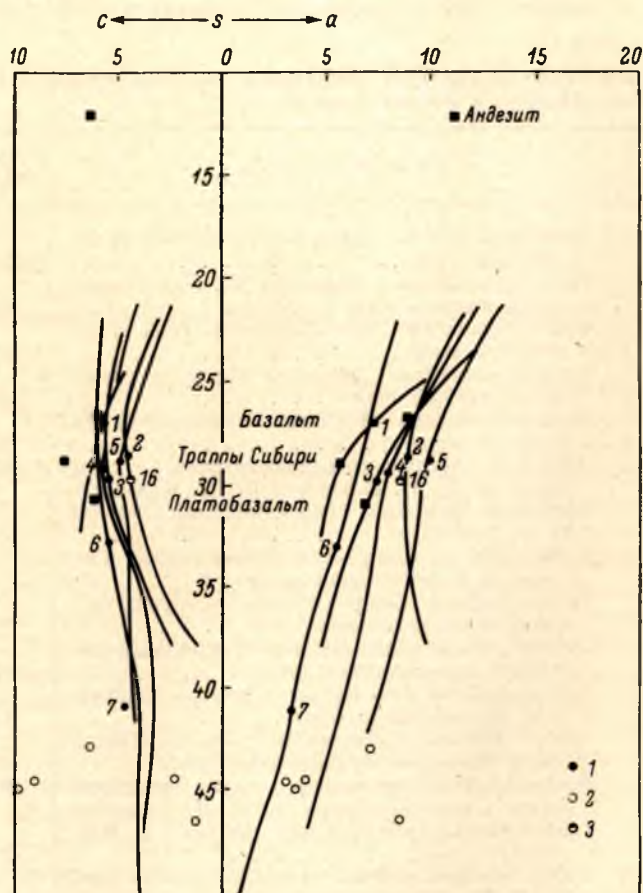


Рис. 28. Вариационная диаграмма химического состава группы пород лавовой фации.

1 — вариационные линии и средние составы групп эффузивных пород; 2 — составы туфов среднего ятулия; 3 — средневзвешенный химический состав родоначальной ятулийской магмы. Цифры на диаграмме соответствуют номерам групп пород табл. 3.

ческим зонам, а также для сравнения с ятулийскими средние составы пород суйсарского вулканического комплекса, эффузивов кряжа Ветреный Пояс и габбро-диабазов вепся из ряда районов Южной Карелии.

По своему химическому составу разнофациальные вулканогенные породы ятулия в общем соответствуют составу плато-базальтов по Р. Дэли.

Наиболее отчетливо петрохимические особенности пород ятулийского вулканического комплекса проявляются на векторных диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого.

Излившиеся базальтовые породы нижнеятулийской фазы вулканизма Сегозерской и Медвежьегорской вулканогенных зон при переменной кислотности, магнезиальности и щелочности характеризуются нормальной

Таблица 4

Средние химические составы групп основных пород ятулия, суйсария и вепсия Карелии

Б. А. П. Сметов

Окислы	Число анализов															
	35	19	37	45	35	48	8	35	50	37	35	39	33	21	18	367
	Номера анализов															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	50.86	47.81	49.10	48.18	48.11	49.11	47.37	51.08	51.23	48.56	49.51	47.60	48.76	52.80	49.97	48.64
TiO <sub>2</sub>	1.54	1.80	1.25	1.46	1.12	1.67	0.55	1.54	1.84	3.05	2.41	2.65	3.42	2.64	2.33	1.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.35	13.78	13.42	14.62	14.48	11.81	10.13	11.97	13.58	12.13	12.52	13.88	11.93	13.69	12.53	13.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.60	7.90	3.82	7.23	11.45	2.40	2.24	6.71	6.14	6.79	9.58	6.31	4.47	3.08	8.65	7.12
FeO	7.79	6.56	9.05	5.90	2.20	8.72	9.54	5.77	6.42	9.75	8.55	11.49	15.18	12.24	7.80	6.20
MnO	0.21	0.19	0.18	0.19	0.16	0.16	0.19	0.16	0.14	0.12	0.14	0.20	0.20	0.21	0.26	0.17
MgO	5.64	7.23	8.42	8.17	7.86	10.18	15.67	6.58	7.02	5.24	4.04	4.26	2.96	2.87	6.13	7.95
CaO	8.45	5.77	6.91	6.75	6.38	8.64	8.62	7.96	4.42	6.83	6.43	7.99	6.28	7.04	8.22	6.72
Na <sub>2</sub> O	2.71	2.88	3.12	3.24	3.77	1.97	1.33	4.04	4.71	4.29	4.61	3.56	3.02	3.17	2.03	3.86
K <sub>2</sub> O	0.45	1.53	0.30	0.34	0.91	0.76	0.23	0.93	0.93	1.06	0.41	0.58	1.26	1.73	0.66	0.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.15	0.10	0.09	0.07	—	—	0.19	0.18	0.31	0.22	0.22	0.45	—	—	0.10
CuO	0.010	0.003	0.009	0.012	0.004	—	—	0.036	0.026	0.026	0.024	0.052	—	—	—	0.009
CoO	0.007	0.008	0.007	0.008	0.008	—	—	0.006	0.008	0.005	0.007	0.006	—	—	—	0.007
NiO	0.010	0.009	0.025	0.019	0.018	—	—	0.021	0.011	0.012	0.008	0.018	—	—	—	0.020
S	0.028	0.007	0.010	0.026	0.024	—	—	0.074	0.063	0.140	0.080	0.070	—	—	—	0.018
H <sub>2</sub> O	0.15	0.15	0.12	0.16	0.21	0.66	0.20	0.19	0.25	0.16	0.21	0.23	—	0.53	0.97	0.16
П. п. п.	3.46	4.94	4.23	3.77	3.48	4.37	4.05	2.88	2.79	1.76	1.34	1.49	2.04	—	3.49	3.83
Сумма *	100.37	100.72	100.08	100.16	100.24	100.45	100.12	100.10	100.22	100.23	100.05	100.60	99.95	—	100.08	100.24

Примечание. 1 — нижнеятулийские эффузивы Сегозерской вулканической зоны; 2 — нижнеятулийские эффузивы Медвежьегорской вулканической зоны; 3 — среднеятулийские эффузивы Сегозерской вулканической зоны; 4 — среднеятулийские эффузивы Медвежьегорской вулканической зоны; 5 — среднеятулийские эффузивы Гирвасской вулканической зоны; 6 — эффузивы Суйсарского вулканического комплекса (по В. И. Горлову, Ю. К. Калинину); 7 — эффузивы комплекса кряжа Ветреный Пояс (по В. С. Куликову); 8 — габбро-диабазы Северо-Емозерской группы Сегозерской вулканической зоны; 9 — габбро-диабазы Северо-Сегозерской группы Сегозерской вулканической зоны; 10 — габбро-диабазы силла «Медные горы» Медвежьегорской вулканической зоны; 11 — габбро-диабазы Чинозерской вулканической зоны; 12 — габбро-диабазы Койкарского силла (оз. Пальеозеро) Гирвасской вулканической зоны; 13 — габбро-диабазы Пудожгорского силла (по А. И. Богачеву); 14 — габбро-диабазы силла Голодай-горы (по А. П. Мартынову); 15 — габбро-диабазы Кондопожского силла (по Ю. К. Калинину); 16 — средневзвешенный состав родоначальной толепт-базальтовой магмы ятулийского вулканического комплекса (Центральная Карелия).

\* Здесь и в следующих таблицах из общей суммы анализов вычтен кислород, эквивалентный сере.



титанистостью и несколько повышенной железистостью (табл. 4, анализы 1, 2).

Рассмотрение пространственного положения вариационных линий составов нижнеятулийских эффузивов Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон (рис. 28) показывает различия в характере изменения их химического состава. Если диабазы Сегозерской зоны характеризуются довольно стабильным составом, то в Медвежьегорской зоне они достаточно изменчивы. При этом важно заметить, что кислотность сегозерских эффузивов повышается весьма слабо параллельно со значительным возрастанием щелочности ( $b$  изменяется от 25 до 30, а  $a$  от 2 до 12), в то время как медвежьегорские диабазы склонны к сохранению щелочности на одном уровне ( $a=9$ ) при резком возрастании кислотности ( $b$  меняется от 23 до 37). Средние значения составов нижнеятулийских эффузивов свидетельствуют о более высокой основности лав района г. Медвежьегорска по сравнению с сегозерскими.

Общими характерными особенностями пород раннеятулийской фазы вулканизма являются прежде всего их общая, за небольшими исключениями, насыщенность кремнекислотой ( $Q=0.6$ ), слабая окисленность лав, резкое преобладание в плагиоклазовой составляющей натрия над калием, повышенное значение роли кальция по сравнению с магнием в составе темноцветных минералов.

Подробно не останавливаясь на петрохимических особенностях среднеятулийских эффузивов Сегозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон, отметим, что хотя все они имеют довольно близкий химический состав, тем не менее между ними устанавливаются некоторые различия. Прежде всего выявляется унаследованность стиля эволюции химизма с нижнего ятулия в пределах Сегозерской и Медвежьегорской зон, при этом в Сегозерской вулканической зоне отмечается сильное возрастание щелочности при слабом увеличении кислотности, а в Медвежьегорской и Гирвасской зонах обнаруживается тенденция к сохранению постоянной щелочности наряду с резким возрастанием кислотности. Однако небольшая величина параметра  $a=7-9$  свидетельствует о весьма умеренной общей щелочности рассматриваемых пород (табл. 4, анализы 3, 4, 5).

В среднеятулийских эффузивах различных вулканических зон устанавливается разное значение магнезиальности, щелочности и известковистости. Обращает на себя внимание закономерное изменение средних содержаний ряда окислов при переходе от лавовых излияний открытого морского бассейна к области наземных континентальных излияний. В этом направлении происходит последовательное увеличение окисленности железа, т. е. устанавливается увеличение содержания окисного железа с параллельным уменьшением в породах закиси железа при сохранении постоянства его валового количества.

В направлении к континенту отмечается также постепенное увеличение содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и частично  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при некотором уменьшении роли  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ .

Наиболее кислыми излившимися породами являются диабазы Сегозерской вулканической зоны, по мере удаления на юг и юго-восток, в сторону Гирвасской вулканической зоны, происходит постепенное наращивание общей основности эффузивных пород.

По сравнению с нижним ятулием лавы среднеятулийской фазы вулканизма в пределах различных вулканических зон имеют более широкий ряд составов, что объясняется большей напряженностью и длительностью фазы вулканизма. Вместе с тем среднеятулийские лавы являются более основными, резко недосыщенными кремнекислотой ( $Q=5.0$ ). В плагиоклазовой составляющей у них отмечаются постоянные соотношения кальция

с суммой натрия и калия при резком преобладании натрия над калием.

Породы субвулканической фации ятулийского вулканического комплекса, представленные большим числом разновидностей интрузивных габбро-диабазов, на векторной диаграмме образуют ряд полей, вариационные линии которых приведены на рис. 29. Габбро-диабазы Сегозерской, Елмозерской и Чинозерской групп имеют близкие петрохимические особенности

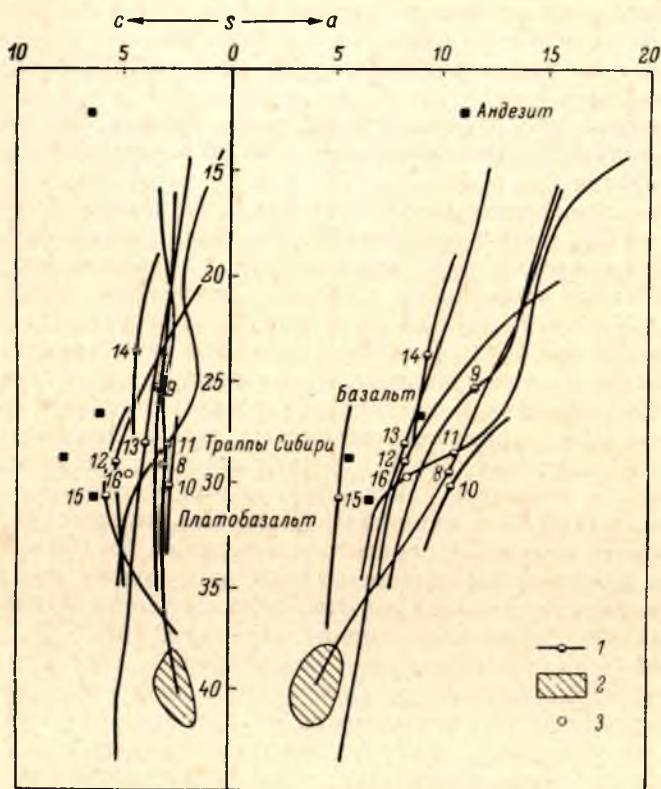


Рис. 29. Вариационная диаграмма химического состава групп пород субвулканической фации.

1 — вариационные линии и средние составы групп габбро-диабазов; 2 — поле составов габбро-диабазов дайки «Тектонической» оз. Елмозера; 3 — средневзвешенный химический состав родоначальной ятулийской магмы. Цифры на диаграмме соответствуют номерам групп пород табл. 3.

(табл. 4, анализы 8, 9, 11). Все они обладают исключительно резкой изменчивостью щелочности параллельно с увеличивающейся кислотностью. При этом установлено, что наиболее лейкократовые разности габбро-диабазов, обладая наивысшей кислотностью и щелочностью, занимают верхний правый угол диаграммы, в то время как габбро-диабазы зон закалки (меланократовые, афанитовые разности) располагаются в крайней нижней части диаграммы. Все это свидетельствует о проявлении равновесной прогрессивной кристаллизационной дифференциации силикатного расплава в пределах магматических камер при формировании интрузивных тел габбро-диабазов.

В соответствии с возрастом и структурно-тектоническим положением среди габбро-диабазов также устанавливаются некоторые петрохимические различия. Если субвулканические среднеятулийские тела габбро-



диабазов Северо-Елмозерской, Северо-Сегозерской и Чинозерской групп характеризуются более кислым составом, пониженной титанистостью, то верхнеятулийские габбро-диабазы силла «Медные горы» и Койкарского (оз. Пальеозеро) силла имеют явно пониженные содержания кремнекислоты и магнезии, высокие общие содержания титана и валового железа, а также отчетливое преобладание закисного железа над окисным.

При рассмотрении химизма габбро-диабазов в площадном отношении устанавливается увеличение их титанистости, общей (абсолютной железистости) и щелочности от Северо-Елмозерской группы Сегозерской вулканической зоны на севере к Койкарскому силлу Гирвасской вулканической зоны на юге.

Пирокластические породы ятулийского вулканического комплекса по составу вулканогенного материала являются производными диабазов и их порфиров.

Сравнение химических анализов туфов с анализами пород лавовой и субвулканической фаций показывает, что туфы прежде всего обладают пониженной кислотностью и щелочностью, в повышенных количествах в них установлены магнезия и глинозем, отмечается общее преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  и  $Fe_2O_3$  над  $FeO$ . Указанные особенности химического состава туфов могут быть объяснены влиянием двух причин. Во-первых, пониженные содержания кремнекислоты, натрия можно объяснить процессами их выщелачивания с поверхности тонкообломочного раскаленного пирокластического материала, возможность чего экспериментально была доказана М. А. Петровой (1962), а резкое преобладание окисного железа над закисным — активным окислением железа в процессе транспортировки пирокластического материала. Во-вторых, химические особенности можно объяснить привнесом глинистого материала, богатого  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $K_2O$  в осадок попутно с накоплением в некоторой степени уже переработанного пирокластического материала. Эти особенности определили и несколько особое положение туфов на векторной диаграмме (рис. 28).

Таким образом, сравнительное рассмотрение векторных диаграмм ниже-среднеятулийских лав, их интрузивных аналогов и пород эксплозивной фации показывает, что несмотря на довольно близкий химический состав всех исследованных пород все же устанавливается ряд отличительных признаков, обуславливающих такое пространственное положение фигуративных точек их составов, которое приводит к образованию полей, соответствующих каждой из выделенных фаций. В то же время существует и определенная взаимосвязь химизма разнофациальных пород ятулийского вулканического комплекса, проявленная довольно большим количеством пород переходных составов и взаимным перекрытием полей различных фаций, и, таким образом, устанавливается их тесная генетическая взаимосвязь.

Общая закономерность изменения химизма пород начальных стадий вулканизма к конечным указывает на антидромную тенденцию характера дифференциации исходной базальтовой магмы, заключающуюся в некотором повышении основности лав от нижнего к среднему ятулию.

### **Некоторые вопросы дифференциации и кристаллизации родоначальной базальтовой магмы**

С целью получения химического состава родоначальной магмы для пород ятулийского вулканического комплекса был произведен подсчет количественных соотношений объемов продуктов ятулийского вулканизма для его трех фаз (табл. 2), проявленных в пределах нескольких самостоятельных вулканических зон, а затем с учетом химического состава изверженных продуктов Сегозерской, Медвежьегорской и Гирвасской зон вул-

канизма (табл. 4) были предприняты вычисления средневзвешенных содержаний породообразующих окислов. Полученную таким образом оценку первоначального состава ятулийского магматического расплава следует рассматривать как достаточно приближенную, которая по мере накопления химического материала по остальным вулканическим зонам в дальнейшем будет уточняться.

По химическому составу родоначальная ятулийская магма ближе всего соответствует толеитовому базальту по Д. Кеннеди или базальту—плато-базальту по Р. Дэли.

Некоторые закономерности эволюции химического состава диабазов фации текучих лав и габбро-диабазов фации гипабиссальных интрузий ятулийского вулканического комплекса можно проследить на вариационной диаграмме состава  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , построенной в молекулярных отношениях окислов для каждой исследованной группы пород (рис. 30).

Рассмотрение диаграммы показывает, что фигуративные точки средних составов различных групп разнофациальных пород вулканического комплекса занимают довольно обособленное положение.

Породы лавовой фации нижнеятулийской фазы вулканизма Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон образуют пространственно тесную группу точек, обусловленную близким химическим составом магматического расплава, поступившего в течение весьма кратковременной фазы вулканизма. По мере поступления и кристаллизации исходного для нижнеятулийских эффузивов расплава в химическом составе кристаллизующихся фаз не происходило заметных изменений, и в продуктах раскристаллизации излившихся лав устанавливались довольно постоянные соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} : \text{MgO} : \text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$ , равные 4.5 : 4.5 : 1.0. Средние значения по каждой группе пород свидетельствуют о несколько повышенной основности и щелочности исходных лав Медвежьегорской вулканической зоны по сравнению с лавами Сегозерской зоны.

Под исходным составом магм здесь и далее подразумеваются жидкости, из которых были образованы конкретные группы изверженных и гипабиссальных пород. Предполагается, что составы исходных жидкостей на рассматриваемых диаграммах располагаются в начальных частях соответствующих вариационных линий, поскольку именно начало их образуют анализы пород, отобранных либо из зон закалки тел габбро-диабазов, либо из диабазов первых излияний лавовых потоков различных вулканических стадий.

После небольшого перерыва возобновившаяся вулканическая деятельность в течение среднеятулийской фазы вулканизма привела к многократным излияниям лав, химический состав которых в целом является более основным, чем нижнеятулийские. При этом основность, а также щелочность и титанность излившихся лав последовательно возрастает от Сегозерской вулканической зоны на севере до Гирвасской зоны вулканизма на юге, т. е. в направлении существовавшего в то время ятулийского континента и в сторону области распространения основных и ультраосновных пород суйсарского вулканического комплекса.

Обращает на себя внимание тот факт, что состав исходных магматических расплавов для эффузивов Сегозерской, Медвежьегорской и Гирвасской зон примерно одинаков. В этой связи кажется вполне вероятным предположение о принадлежности нижнеятулийских лав к производным магматического расплава, возникшего в результате глубинной фракционной дифференциации родоначальной магмы, в общем близкой по составу среднеятулийской. В процессе развития среднеятулийского вулканизма и в ходе глубинной эволюции магматического расплава вариационные линии изливавшихся лав всех вулканических зон «проходят» поле составов



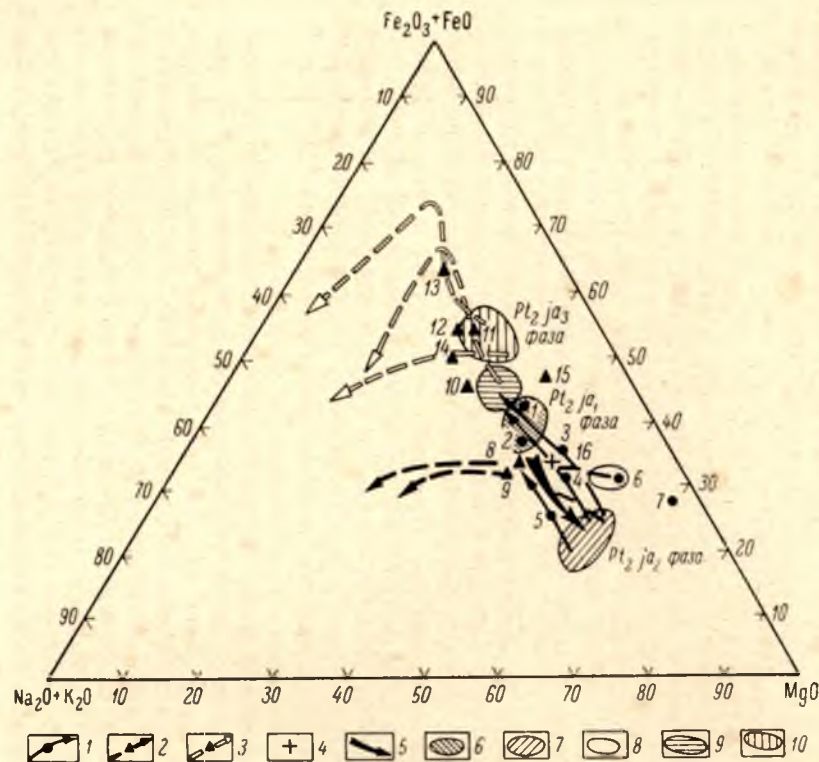


Рис. 30. Диаграмма состава  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  для основных пород ятулия, суйсария и вепсия Центральной и Южной Карелии.

1 — средние составы и вариационные линии пород лавовой фации; 2 — средние составы и вариационные линии субвулканической фации среднего ятулия; 3 — средние составы и вариационные линии пород субвулканической фации верхнего ятулия; 4 — средневзвешенный состав родоначальной ятулийской магмы; 5 — направление эволюции химического состава пород лавовой фации. Поля составов исходных магм: 6 — нижнеятулийских лав; 7 — среднеятулийских лав; 8 — габбро-диабазов дайки «Тектонической»; 9 — верхнеятулийских габбро-диабазов; 10 — верхнеятулийских рудоносных габбро-диабазов. Цифры на диаграмме соответствуют номерам групп пород табл. 3.

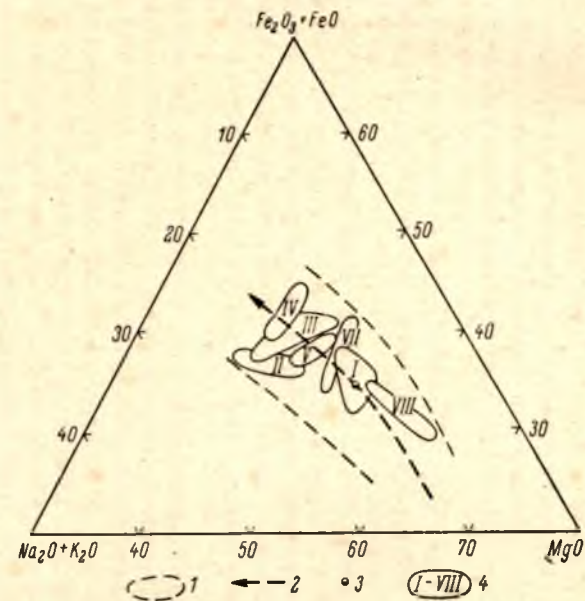


Рис. 31. Часть тройной диаграммы  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  для среднеятулийских эффузивных пород Сегозерской вулканической зоны.

1 — поле составов пород лавовой фации Сегозерской вулканической зоны; 2 — вариационная линия среднеятулийских эффузивов; 3 — средний состав эффузивов Сегозерской вулканической зоны; 4 — поле составов отдельных лавовых потоков.

нижнеятулийских эффузивов, подчеркивая еще раз генетическое единство этих близких по возрасту эффузивных образований.

Анализ расположения фигуративных точек составов пород отдельных лавовых потоков в пределах вариационных полей разных вулканических зон позволил установить отчетливо выраженную стадийность в изменении химического состава поступающих порций лав, которая заключается в последовательном наращивании кислотности лав от начальных излияний к конечным в пределах каждой стадии. Излияния всех последующих стадий начинались, как правило, вновь наиболее основными лавами. По-видимому, эта стадийность соответствует отдельным пароксизмам в вулканической деятельности, поскольку в кровле последних лавовых потоков различных стадий постоянно отмечаются пачки туфогенно-осадочных или других вулканогенно-хемогенных пород. В Сегозерской вулканической зоне проявилось не менее четырех таких стадий: первая стадия — лавовые потоки I—IV, вторая — лавовые потоки V, видимо, VI, третья — поток VII и четвертая — поток VIII и последующие (рис. 31).

В пределах Медвежьегорской вулканической зоны (разрез 3062) установлено также не менее четырех стадий в вулканической деятельности среднеятулийской фазы вулканизма. Подобная стадийность характерна и для других вулканических зон.

Установленная стадийность лавовых излияний, без сомнения, отражает режим деятельности периферийных или промежуточных магматических питающих очагов. Видимо, установленный характер изменения химического состава пород лавовой фации скорее можно объяснить последовательной сменой состава поступающих порций магматического расплава, чем влиянием кристаллизационной дифференциации внутри самих лавовых потоков.

Как будет показано ниже, указанная стадийность лавовых излияний является ведущим фактором, контролирующим поведение меди в вулканическом процессе. Эта генетическая связь оруденения с характером химической эволюции продуктов ятулийского вулканизма и его стадийным проявлением объясняет все установленные точки борнит-халькозинового оруденения в лавах ятулийского вулканического комплекса.

Одновременно с поверхностными излияниями базальтовых лав в условиях различной структурно-тектонической обстановки в среднеятулийскую фазу вулканизма происходило образование морфологически разнообразных, но химически близких субвулканических тел габбро-диабазов.

В пределах Сегозерской вулканической зоны к этому времени относится образование тел габбро-диабазов Северо-Елмозерской и Северо-Сегозерской групп, обладающих в целом близким химическим составом. При этом частные вариационные линии химических составов 3 даек оз. Елмозера (оз. Нюраламби, оз. Нурвес, ур. Казармаваара) параллельны друг другу и «выходят» из поля, образованного 7 анализами габбро-диабазов дайки «Тектонической». Подобное же явление наблюдается и для района оз. Сегозера, где пространственно разобщенные тела габбро-диабазов оз. Гаукярви, оз. Каль-ярви и Орчень-губы имеют весьма близкий химический состав, а их вариационные линии на всем протяжении параллельны друг другу. Особенности внутреннего строения (трахитоидность, кристаллизационная зональность и др.), согласное залегание каждого из этих тел среди вмещающих кварцито-песчаников на одном и том же стратиграфическом уровне (кварцитовая пачка нижней толщи), а также близкий химический состав позволяют рассматривать их как ранее сопряженные, а впоследствии эродированные части единого силла. Для габбро-диабазов подводящего канала (Орченьского некка) по сравнению с породами силла характерна повышенная контрастность химических составов пород, соответствующая не только большей степени камерной кристаллизационной дифференциации, но и, по-видимому, также глубинной фракционной



дифференциации. Обращает на себя внимание тот факт, что общая вариационная линия северо-сегозерских габбро-диабазов начинается в поле исходных составов для среднеятулийских лав Сегозерской вулканической зоны. Это позволяет сделать предположение о комагматичности сегозерских эффузивов и сегозерских (Северо-Сегозерская и Северо-Елмозерская группы) габбро-диабазов и, следовательно, их среднеятулийском возрасте. Кроме того, как следует из диаграммы, ни одно из химически изученных тел габбро-диабазов не может быть связано с проявлением нижнеятулийской фазы вулканизма, это подтверждается также и геологическими наблюдениями, поскольку до сих пор не установлены интрузивные аналоги нижнеятулийских лав.

В конце верхнего ятулия в связи с дальнейшей консолидацией молодой платформы интенсивность тектонических движений снизилась, и вулканические процессы имели место в локальных участках, пространственное положение которых контролировалось зонами разломов, еще сохраняющих подвижность (Пальеозерский разлом Гирвасской вулканической зоны). В это время в связи с малой механической активностью внедрившегося расплава происходило формирование главным образом силлов габбро-диабазов и значительно реже маломощных потоков лавобрекчий. Спокойные тектонические условия способствовали максимальному проявлению равновесной или реже фракционной кристаллизационной дифференциации камерного типа при формировании отдельных силлов. Средние химические составы габбро-диабазов силлов «Медные Горы», Койкарского и Чинозерского штока достаточно близки между собой, но значительно отличаются как от составов среднеятулийских эффузивных пород, так и от состава родоначальной магмы. Эти различия, вероятно, были обусловлены внедрением магматического расплава, предварительно прошедшего глубинное фракционирование за время перерыва между вулканическими фазами среднего и верхнего ятулия. Дальнейшее формирование гипабассальных интрузивных тел контролировалось условиями, существовавшими в пределах конкретных магматических камер, из которых важнейшее значение имели форма и размер магматических камер, состав и количество летучих компонентов, скорость охлаждения магмы согласно температурному градиенту и т. д.

Выяснению причин различных путей дифференциации поможет рассмотрение диаграммы, предложенной Е. Ф. Осборном (Osborn, 1959) по результатам экспериментальных исследований кристаллизации природных базальтов в системе  $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$  в зависимости от величины парциального давления кислорода (Йодер, Тилли, 1965). Е. Ф. Осборном и П. Л. Родером (Osborn, 1959; Osborn, Roeder, 1960) было показано, что в случае фракционной кристаллизации при постоянном общем составе системы в продуктах кристаллизации на ее конечных стадиях происходит абсолютное накопление железа с некоторым уменьшением содержания кремнезема (толеитовый путь кристаллизации). Но если в силу некоторых причин происходит сохранение постоянного парциального давления кислорода, то в кристаллизующемся расплаве устанавливается качественно иной эволюционный путь с накоплением в конечных кристаллических фазах щелочей и кремнезема (известково-щелочной путь кристаллизации).

Построенная по методу Е. Ф. Осборна диаграмма в системе координат, связывающих отношения окислов  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  (рис. 32) для пород различных групп, показывает, что в большинстве случаев на ранних и средних этапах равновесная кристаллизация исходного магматического расплава проходила в условиях постоянного общего состава кристаллизующейся системы при понижающемся парциальном давлении кислорода с абсолютным накоплением железа в продуктах кристаллиза-

ции, что привело в ряде случаев к формированию сегрегационно-магматических руд титаномагнетита Койкарского и Пудожгорского месторождений. Конечные этапы кристаллизации характеризовались постоянством или увеличением парциального давления кислорода, что обусловило накопление в конечных продуктах кристаллизации кремнезема и щелочей. При этом обращает на себя внимание то обстоятельство, что наиболее ранние верхнеятулийские тела габбро-диабазов (силла «Медные Горы», Чинозерский шток) имеют средний состав, отличающийся меньшей кислотностью, щелочностью и соответственно титанистостью и железнитостью

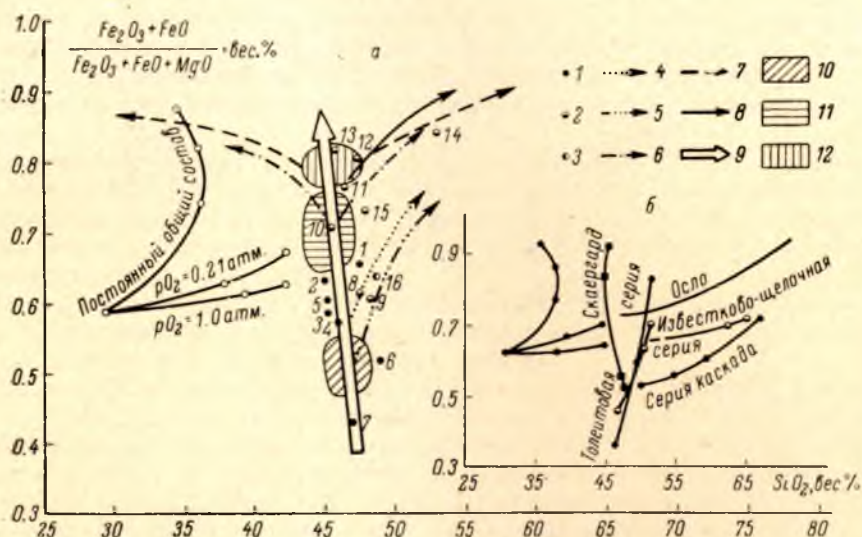


Рис. 32. Диаграмма состава  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{SiO}_2$  для основных пород ятулия, суйсария и веспия Центральной и Южной Карелии.

а: 1 — средние составы пород лавовой фации; 2 — средние составы пород субвулканической фации; 3 — средневзвешенный химический состав родоначальной ятулийской магмы; 4 — вариационная линия габбро-диабазов оз. Елмозера; 5 — вариационная линия габбро-диабазов оз. Сегозера; 6 — вариационная линия габбро-диабазов Койкарского силла; 7 — вариационная линия габбро-диабазов ур. Пудожгора; 8 — вариационная линия габбро-диабазов оз. Чинозеро; 9 — направление эволюции исходных магм различных групп пород ятулия. Поля исходных магм: 10 — габбро-диабазов среднеятулийской фазы вулканизма; 11 — габбро-диабазов верхнеятулийской фазы вулканизма; 12 — рудоносных габбро-диабазов верхнеятулийской фазы вулканизма. Цифры на диаграмме соответствуют номерам групп пород табл. 3. б — диаграмма изменения отношений  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  в зависимости от  $\text{SiO}_2$  (по Osborn, 1959); в левой части диаграммы — группа экспериментальных кривых, в правой — кривые природных магматических серий.

от габбро-диабазов поздних внедрений (Койкарский и Янгозерский силлы). Различная степень камерной дифференцированности этих двух групп верхнеятулийских габбро-диабазов вероятно обусловлена разным составом исходных магматических расплавов, зависящих от полноты глубинного фракционирования соответственно за равновеликие интервалы времени.

Рассмотрение положения точек средних составов габбро-диабазов верхнеятулийской фазы вулканизма, их вариационных путей показывает, что широко известные габбро-диабазы Пудожгорской рудоносной интрузии по своему химизму соответствуют породам Пальеозерского силла, и это позволяет сделать предположение о его верхнеятулийском возрасте.

Ввиду недостаточного химического материала по верхнеятулийским эффузивным образованиям эволюция их состава здесь не обсуждается.

Установленная ранее антидромная последовательность в излияниях ятулийских лав (Светов, 1968) обусловлена глубинными процессами,



происходящими в питающих магматических очагах. Главнейшие химические особенности пород, принадлежащих разным фазам ятулийского вулканизма, определяются фракционированием родоначального магматического расплава, соответствующего толеитовому базальту, протекающим при постоянном общем составе кристаллизующейся системы и при последовательном снижении парциального давления кислорода.

Характер и степень фракционирования родоначальной магмы при формировании пород ятулийского вулканического комплекса можно оценить, используя для этой цели диаграмму, составленную по методу К. Г. Мураты

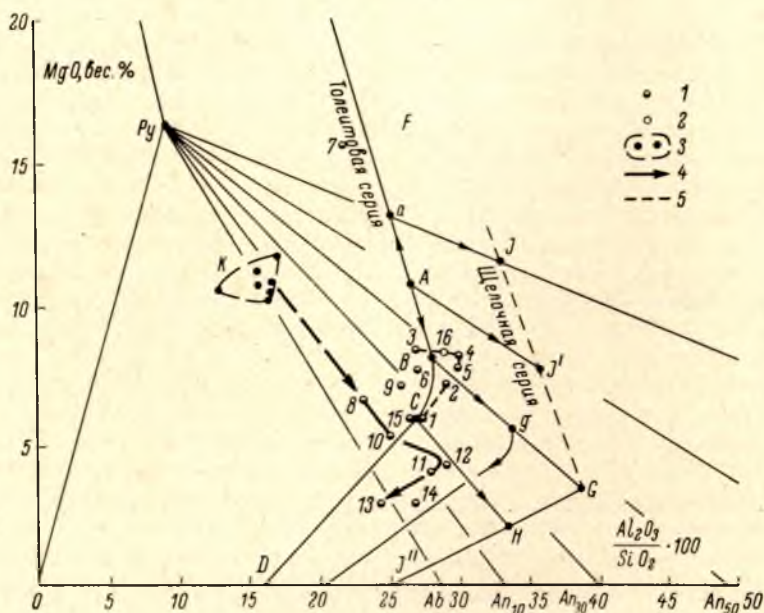


Рис. 33. Диаграмма  $MgO—Al_2O_3/SiO_2 \cdot 100$  для основных пород ятулия, суйсария и вепсия Центральной и Южной Карелии.

1 — средние составы групп основных пород, приведенных в табл. 10; 2 — средневзвешенный химический состав родоначальной ятулийской магмы; 3 — поле составов кумулятивных габбро-диабазов дайки «Тектонической» оз. Елмозера; 4 — вариационная линия продуктов фракционной дифференциации пород субвулканической фации; 5 — вариационные линии фракционной дифференциации пород лавовой фации.

(Murata, 1960). Вынесенные на данную диаграмму (рис. 33) средние составы групп пород показывают прежде всего, что как родоначальный состав ятулийской магмы, так и составы проанализированных групп пород располагаются в поле толеитовой серии и соответствуют толеиту (точка В).

Произведенные расчеты показывают, что, например, для получения из родоначального магматического расплава жидкостей, соответствующих по составу нижнеятулийским эффузивам Сегозера, необходимо из нее удалить до 32.0% первичного темноцветного минерала с содержанием магния около 15.5%. Однако, как это следует из диаграммы, степень фракционирования в общем незначительна. Большая ее роль устанавливается при формировании интрузивных аналогов лав, растянутых по времени образования. Их вариационная линия начинается в поле, видимо, кумулятивных габбро-диабазов дайки «Тектонической» оз. Елмозера (поле К), проходит средние составы габбро-диабазов Северо-Елмозерской (состав 8), Кумсянской (состав 10), Пальеозерской (состав 12) групп и заканчивается в поле субщелочных толеитов (составы 13, 14).

Таким образом, процесс глубинной фракционной дифференциации является ведущим и определяющим основные петрохимические особенности не только эффузивных пород, но и их интрузивных аналогов.

Прогрессивное фракционирование осуществлялось главным образом в промежуточных и периферийных магматических очагах и в меньшей мере в магматических каналах в ходе подъема магмы на поверхность.

Наиболее интенсивно глубинная фракционная дифференциация в питающих магматических очагах проходила в межпароксизмальные перерывы вулканической деятельности, длительность которых и обусловила химические различия пород различных фаз.

Процессы камерной, существенно равновесной кристаллизационной дифференциации, в условиях ятулия обусловили формирование главным образом недифференцированных или незначительно дифференцированных интрузивных тел габбро-диабазов с четкой кристаллизационной зональностью.

Равновесная камерная кристаллизация исходных силикатных расплавов осуществлялась при постоянном или несколько увеличивающемся парциальном давлении кислорода с накоплением в конечных кристаллических фазах кремнекислоты, щелочей и сопровождалась увеличением отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ .

Соотношение этих двух типов магматической дифференциации, по-видимому, определяя не только основные петрохимические, но и металлогенические особенности рассматриваемых пород.

Рассмотрение гаплобазальтовой системы состава  $\text{Di} - \text{An} - \text{Ab}$ , построенной по результатам пересчета химических анализов габбро-диабазов оз. Елмозера на нормативный минералогический состав по методу CIPW, указывает также на ведущее значение равновесной камерной кристаллизации при формировании этих пород субвулканической фации (рис. 34).

Пространственное расположение фигуративных точек составов на рассматриваемой диаграмме свидетельствует о последовательном обогащении кристаллических фаз плагиоклазовой (альбитовой) составляющей при параллельном резком сокращении кристаллизующегося темноцветного минерала. Конечные продукты кристаллизации, отвечающие наиболее равновесным условиям, располагаются в районе котектической линии в поле альбита. Не обсуждая влияния давления  $\text{H}_2\text{O}$  на равновесную кристаллизацию в этой системе, следует отметить, что подобным расположением точек вблизи котектических линий для разных водных давлений можно объяснить различные петрографические взаимоотношения темноцветного минерала с плагиоклазом, когда в одних случаях темноцветный имеет резкий идиоморфизм по отношению к плагиоклазу, а в других — наоборот, с одновременным изменением количественных соотношений минералов. Далее, рассматриваемая диаграмма с очевидностью показывает, что конечные продукты равновесной кристаллизации в гаплобазальтовой системе являются по составу породами типа альбититов, и поэтому нет никакой необходимости считать их крайними членами наложенного натрового метасоматоза. По-видимому, если и имел место метасоматоз, то он играл явно подчиненную роль и осуществлялся за счет ресурсов самой породы — остаточных растворов кристаллизации.

Установленные различия в составе разновозрастных групп основных пород ятулийского вулканического комплекса скорее можно объяснить процессами глубинной дифференциации родоначального толеит-базальтового расплава в магматических очагах, чем явлениями ассимиляции и контаминации. Одновременное проявление вулканизма во многих самостоятельных вулканических зонах обширной территории Центральной и Южной Карелии при исключительном однообразии и незначительной контрастности химического состава его продуктов, свидетельствует об от-



сутствии сколько бы то ни было заметной ассимиляции пород фундамента. Роль ассимиляции и контаминации при формировании вулканогенных комплексов, являющихся производными базальтовой магмы, в последнее время отрицается целым рядом исследователей на материалах Камчатской вулканической провинции (Горшков, 1964), долеритов Карру (Уокер, Польдсварт, 1950), плато-базальтов Декана и Колумбии (Тернер, Фехуген, 1961), траппов Сибирской платформы (Шейнманн, 1964) и др.

Рассмотрение эволюции вулканизма во времени с начала нижнеятулийской фазы и кончая суйсарскими излияниями указывает на их определен-

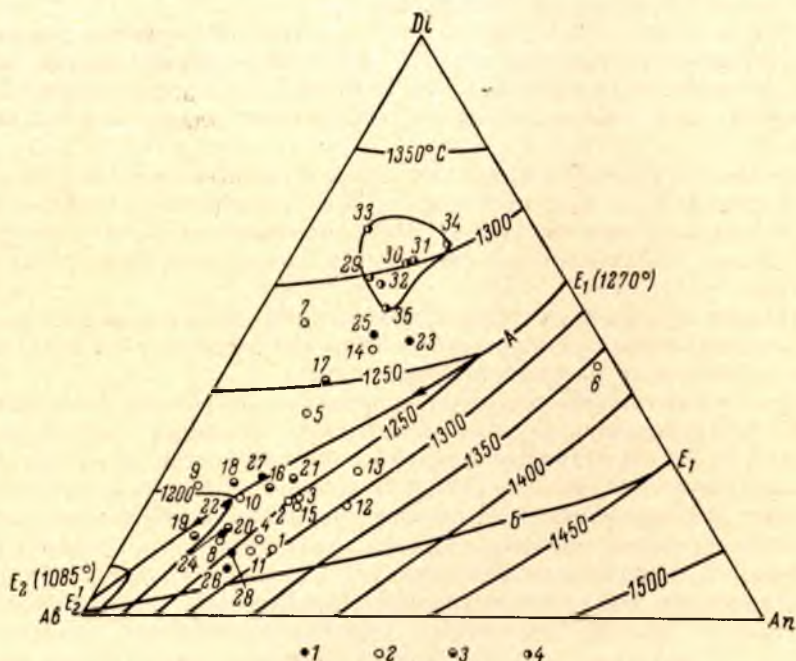


Рис. 34. Диаграмма альбит—анортит—диопсид.

А — контектическая линия для 1 атм. (Вуелен, 1915); Б — контектическая линия для 500 атм. (Yoder, 1954). Составы габбро-диабазов оз. Елмозера: 1 — дайка г. Казармаваара; 2 — дайка оз. Нюра-ламбиа; 3 — дайка оз. Нурвес; 4 — дайка «Тектоническая».

ную унаследованность. Отмеченное ранее возрастание основности толеит-базальтовых лав ятулийских фаз в юго-восточном направлении сменяется в суйсарии излияниями уже лав оливин-базальтового состава, т. е. здесь устанавливается как бы единый антидромный цикл вулканической деятельности в истории развития Балтийского щита. Причинами достаточно резкого отличия составов продуктов ятулийского вулканического комплекса от суйсарского могут явиться различия как в составе субстрата магмообразования, так и в разной глубине заложения магмогенерирующих разломов. В связи с этим важно отметить, что Ю. А. Кузнецов (1964), Ф. Тернер, Дж. Ферхуген (1961), Ю. М. Шейнманн (1964) в результате изучения базальтоидного магматизма пришли к выводу, что толеит-базальтовые магмы связаны с зонами разломов корового (базальтовый слой) заложения, а оливин-базальтовые — с разломами мантийного заложения.

С эволюцией химического состава основных пород ятулия также тесно связан процесс их спилитового перерождения. Не ставя перед собой задачи детального рассмотрения этой проблемы, укажем только на некоторые особенности спилитизации пород ятулийского вулканического комплекса.

Прежде всего, в отношении источника натрия в основных породах ятулия является неудовлетворительной точка зрения В. А. Заварицкого (1946) о возможном использовании щелочей лавой подводных излияний из морской воды, поскольку лавы не только подводных, но и наземных излияний, а также и субвулканические интрузивные тела габбро-диабазов на различных уровнях эрозионного среза альбитизированы в одинаковой степени. Неприемлемым является и предположение о наложенном натро-

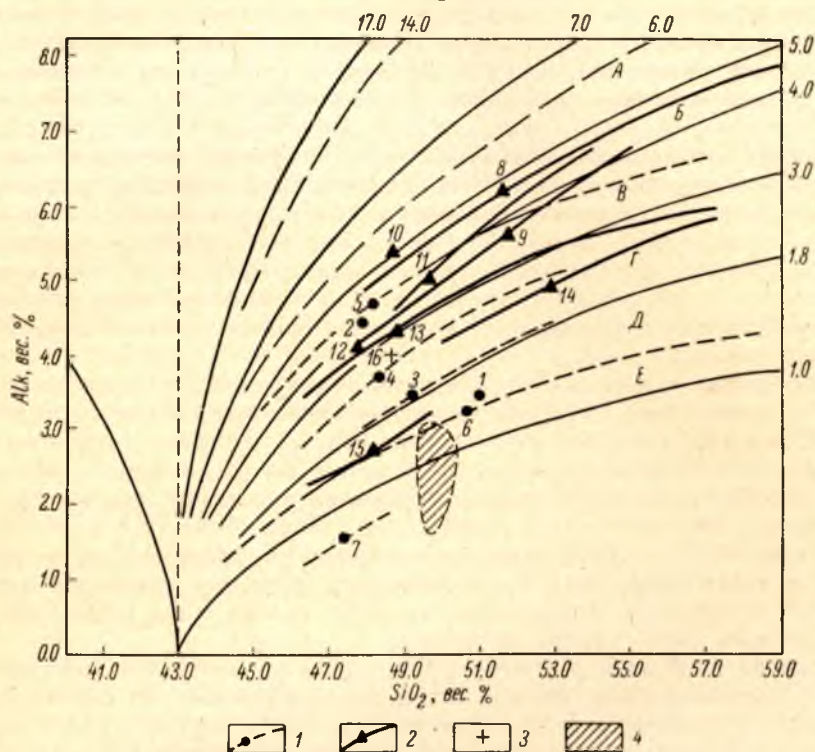


Рис. 35. Диаграмма петрогенетических серий для основных пород ятулия, суйсария и вепсия Центральной и Южной Карелии.

1 — средние составы и вариационные линии групп эффузивных пород; 2 — средние составы и вариационные линии групп субвулканических пород; 3 — средневзвешенный химический состав родоначальной ятулийской магмы; 4 — поле составов кумулятивных габбро-диабазов дайки «Тектонической» оз. Елмозера. Цифры на диаграмме соответствуют номерам групп пород табл. 3. Серии: А — щелочная; Б — слабощелочная; В — субизвестково-щелочная; Г — известково-щелочная; Д — известковистая; Е — сверхизвестковистая.

вом метасоматозе, связанном с кислым магматизмом, поскольку ни внутри-ятулийских, ни постъятулийских гранитов в пределах исследованной территории не установлено. Исключено также формирование пород ятулийского вулканического комплекса из особой спилитовой магмы, поскольку вышеприведенные данные свидетельствуют о толеит-базальтовом составе родоначальной магмы. В связи с этим кажутся более правдоподобными взгляды тех исследователей, которые источник щелочных альбитизирующих растворов видят не в специфических спилитовых, а в самих исходных родоначальных магмах (Amstutz, 1950; Battey, 1956; Гилярова, 1941; Лебедев, 1950; Лебедев, Малхасян, 1965, и др.). В этом отношении представляет определенный интерес диаграмма петрогенетических серий А. Ритмана, построенная по величинам их сериального индекса, равного

$$s = \frac{\text{Alk}^2}{\text{SiO}_2 - 43} \quad \text{или} \quad \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43},$$



и значениям  $\text{SiO}_2$  (рис. 35), которая показывает характер изменчивости содержаний щелочей в магматических сериях, образовавшихся в результате глубинной дифференциации магматических очагов (Rittmann, 1957). Для среднепротерозойских вулканогенных пород Карелии представляется возможным выделить сверхизвестковистую, известково-щелочную, субизвестково-щелочную и слабощелочную петрогенетические серии, в которых устанавливается последовательное увеличение суммарного количества щелочей  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  от нижнеятулийских к верхнеятулийским вулканогенным образованиям. Это свидетельствует о том, что количественные соотношения щелочей в породах выделенных серий были предопределены эволюцией родоначального магматического расплава.

Альбитизация в ятулии охватывает широкий интервал времени, начиная от позднемагматического этапа, в течение которого осуществлялось, вероятно, замещение ранее образованного основного плагиоклаза альбитом, и, по-видимому, также частичная кристаллизация магматического альбита, вплоть до гидротермального, когда происходило образование альбитовых, альбит-гематитовых и альбит-кварцевых жил, а также заполнение альбитом миндалинов в миндалекаменных диабазах кровли лавовых потоков.

Плагиоклаз в породах ятулийского вулканического комплекса представлен существенно свежими, полисинтетически сдвойникованными кристаллами альбита переменного состава  $\text{An}_{0-18}$ . Вместе с тем в шлифах совершенно не устанавливаются следы какой бы то ни было дезанортитизации. Альбит является основным минералом при формировании офитовых структур, в виде зональных кристаллов альбит обнаружен в обломочной части кристаллокластических туфов, кроме того, нередко в виде крупных линейно ориентированных призматических лейст он встречается в трахитоидных диабазовых порфиритах лавовых потоков и в габбро-диабазовых интрузивных даках, силлов и штоков.

Решение проблемы спилитов в настоящее время нельзя ограничивать только рассмотрением минерало-петрографических и геохимических вопросов, как это иногда имеет место. Спилиты по своему происхождению разнородны, и выяснение их генезиса потребует рассмотрения целого ряда геологических, петрологических, тектонических и других вопросов. В связи с этим следует согласиться с замечанием В. И. Лебединского (1962), который считает, что «... в настоящее время спилиты не могут рассматриваться как породы, образующиеся в строго определенных условиях, это гетерогенные породы, условия формирования которых в различных районах могут существенно различаться...».

В настоящее время однозначного решения вопроса о формационной принадлежности ятулийского вулканического комплекса среди геологов, изучающих среднепротерозойские образования Балтийского щита, не существует. На первых этапах изучения основные породы ятулия П. Эскола (Eskola, 1925), Н. А. Елисеевым (1928а, 1928б) и В. М. Тимофеевым (1935) были описаны как спилиты и включались в последующем в состав спилит-диабазовой формации. Однако исходя из истории геологического развития Карелии в ятулии представляется возможным отнести ятулийский вулканический комплекс к числу покровно-силловых формаций (по Кузнецову, 1964) и считать его аналогом одной из древнейших трапповых (прототрапповых) формаций.

В. С. Куликов (1969) вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы среднего протерозоя Карелии также рассматривает в составе единой трапповой формации.

Подробно не останавливаясь в данном случае на критическом обсуждении вопроса о формационной принадлежности ятулийского вулканического

комплекса, отметим некоторые особенности прототрапповой формации, которые, по нашему мнению, являются определяющими: породы данной формации образуются в геотектонических условиях молодой платформы, сохраняющей тектоническую активность; в составе формации резко преобладают эффузивные образования над глубинными, что также связано с проявлениями вулканизма в условиях неполной консолидации платформы с малой мощностью земной коры; для вулканического комплекса устанавливается исключительно четкая зависимость площадного распространения разнофациальных вулканогенных пород от линейных зон глубинных разломов, игравших значительную роль в контроле более ранних циклов вулканизма; вулканогенные породы ятулия являются производными типичной для формаций данного типа толеит-базальтовой родоначальной магмы; ятулийский вулканический комплекс обнаруживает унаследованность некоторых особенностей вулканизма собственно геосинклинальных этапов развития, свойственных формациям спилит-диабазового ряда; основные породы характеризуются специфическим медно-вкрапленным и титаномагнетитовым оруденением, свойственным породам трапповых комплексов.

Все это позволяет рассматривать протрапповую формацию ятулийской молодой платформы как преемственную формацию достаточно контрастной спилит-диабазовой формации подвижных поясов, сформированную в иной структурно-тектонической обстановке.

## Глава V

### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Поскольку диабазы ятулия повсеместно заражены медной минерализацией, особое внимание в металлогенических исследованиях обращалось на изучение медноколчеданного оруденения, выявление его характера, приуроченность к определенным типам (фациям) основных пород, пространственному и временному положению в составе вулканического комплекса. С этой целью все полученные новые данные, а также фондовые и архивные материалы по меденосности основных пород были пересмотрены с позиций палеовулканического анализа.

Благодаря проведенному фациальному расчленению основных пород стало возможным решение многих вопросов их рудоносности на качественно новой, историко-геологической основе, что в свою очередь позволило выяснить не только рудогенерирующие возможности каждой из выделенных фаций, но и создать общую картину вулканогенно-осадочного рудообразования ятулийского вулканизма, проявившегося на территории Центрально-Карельского вулканического района.

Здесь мы не имеем возможности рассмотреть вопросы влияния вулканизма на формирование гематитовых рудных сланцев Западного Прионежья и оз. Туломозера, привести данные о генетической связи золоторудной и баритовой минерализации с основными породами ятулия, а также дать описание Койкарского, Святнаволоцкого и Янгозерского титаномагнетитовых рудопроявлений и месторождений, связанных с силлами габбродиабазов верхнеятулийской фазы вулканизма.

Для изучения распределения меди, кобальта, никеля и некоторых других рудных элементов в вулканических породах ятулия в лаборатории Института геологии Э. С. Васильевой, Г. Д. Епишиной и И. А. Ивановой было произведено 1720 спектральных полуколичественных анализов проб



различных пород, кроме того, дополнительно 248 проб были проанализированы количественным спектральным анализом в Центральной лаборатории Управления геологии при Совете Министров БССР в г. Минске. В работе также использовано около 300 химических определений  $\text{CuO}$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{CoO}$ ,  $\text{S}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

В результате проведенных исследований в основных породах ятулия в различных количествах были установлены следующие элементы: Be, Bi, Sc, P, Mn, Pb, Ga, Ge, Mo, V, Ti, Y, Cu, Ag, Zn, Co, Ni, Zr, Sr, Cr, Ba; элементы As, Te, Cd, Sb, Pt, Ta, Tl, Th, Sn, Nb, W, Li, La во всех проанализированных пробах установлены не были.

Т а б л и ц а 5

Распределение количества проанализированных проб по фациям основных пород

Фация	Количество проб	
	спектральных	химических
Лавовая . . . . .	1300	158
Эксплозивная . . . . .	34	6
Субвулканическая . . . . .	331	120
Фумарольно-гидросольфатарная . . . . .	35	4
Отдаленная вулканогенно-хемогенная . . . . .	20	3
Итого . . . . .	1720	291

Чувствительность примененного спектрального полуколичественного анализа следующая (условные единицы): 1—0.0001% (Ag, Cu, Be); 2—0.0003%; 3—0.001% (Mn, Mo, V, Ni, Sn, Bi, Fe, Pb, Cr, Co, Sc, Ge, In, I, B); 4—0.003% (Ti, Tl, Ga, Pt); 5—0.01% (Cd, Sb, Zr, W, Ba, Nb, Sr, La, Li); 6—0.03% (Te, Ta, Zn, Th); 7—0.1% (As, Na); 8—0.3% (P, U, Se); 9—1.0% и 10—более 1.0%.

Распределение количества проб по породам различных фаций ятулийского вулканического комплекса приведено в табл. 5.

### Основные закономерности распределения меди в породах различной фациальной принадлежности

Для выяснения главных особенностей поведения меди в основных породах ятулия были выбраны Сегозерская и Медвежьегорская вулканические зоны, имеющие наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы эффузивов, изученные с наибольшей детальностью. Большинство этих разрезов диабазов было опробовано, и по результатам спектрального полуколичественного анализа проб были составлены графики и карта распределения средних содержаний меди в породах лавовой и субвулканической фации.

#### Лавовая фация (фация текучих лав)

Для анализа площадного распределения меди в породах лавовой фации была составлена карта средних содержаний элемента (в условных единицах) для диабазов среднего ятулия по каждому из опробованных разрезов (рис. 36). Рассмотрение карты показывает, что наиболее высокие содержания меди устанавливаются в разрезах, расположенных в непосредственной близости к центрам лавовых излияний. По мере удаления от цен-





тров вулканической деятельности средние содержания металла постепенно падают и минимальные его количества устанавливаются в разрезах, расположенных на фланговых окончаниях лавовых полей. Наиболее отчетливо подобная закономерность распределения меди выражена на площади Сегозерской вулканической зоны. В разрезе 1735, удаленном от Орченьского нека на расстояние около 400 м, содержание меди равно 5.0 усл. ед. (0.01%), в то время как эффузивы островов Каличьего архипелага оз. Сегозера (8 км к юго-востоку) в среднем имеют 3.3 усл. ед. (0.0016%). На южном берегу оз. Сегозера (32 км к югу), где лавовая толща имеет наименьшую мощность, содержание меди в разрезе 909 составляет 2.5 усл. ед. (0.00035%), а в районе д. Карельская Масельга — 2.1 усл. ед. (0.00031%). Подобный же характер распределения имеет медь и в разрезах Елмозерской части вулканической зоны, хотя скорость уменьшения средних содержаний здесь несколько ниже. Достаточно высокие содержания меди установлены также в районе подводящих каналов Селецкой (4.5 усл. ед. или 0.007%) и Медвежьегорской (3.9 усл. ед. или 0.0028%) вулканических зон.

Ввиду малочисленности опробованных разрезов нижнеятулийских диабазов характер площадного распределения в них меди остается неясным, хотя имеющиеся некоторые данные свидетельствуют, по-видимому, также о неравномерности ее содержания в породах, поскольку предел их колебаний достаточно широк — от 3.0 (0.001%) до 5.2 (0.014%) усл. ед.

Для выяснения закономерностей распределения меди по разрезам среднеятулийских лав по некоторым из них были составлены графики, показывающие характер поведения элемента как в целом по разрезу, так и по отдельным его членам — лавовым потокам (рис. 37). Частные графики каждого из разрезов показывают прежде всего на некоторое уменьшение содержания меди в кровле отдельных лавовых потоков, общая же закономерность распределения металла по разрезу улавливается с трудом. Поэтому, чтобы выяснить абсолютное значение содержания меди в каждом потоке, были построены графики по данным средних содержаний в каждом из них. Полученные новые кривые показывают, что, как правило, наиболее повышенные содержания меди устанавливаются в подошве лавовой толщи в первых двух-трех лавовых потоках, т. е. в лавах начальных излияний. Эта закономерность устанавливается во всех разрезах Сегозерской, Медвежьегорской и частично Селецкой вулканических зон. Однако в некоторых случаях (разрезы 809 — Орчень-губа, 44 — Глухая Губа и др.) установленная закономерность нарушается наличием высоких содержаний меди в некоторых лавовых потоках, расположенных внутри лавовой толщи. Подобное явление наблюдается в тех случаях, когда между отдельными стадиями вулканической деятельности существовали достаточно длительные перерывы, за время которых происходило формирование пачек туфогенно-осадочных пород.

Рассмотрение приведенных на рис. 37 графиков показывает, что повышенные концентрации меди в разрезах лав устанавливаются, таким образом, либо в породах первых лавовых излияний, либо в лавовых потоках, излившихся после межпароксизмальных перерывов.

С целью выяснения приуроченности повышенных концентраций меди и некоторых других микроэлементов к породам определенного петрографического состава в разрезе одного лавового потока был предпринят пересчет данных спектрального анализа по породам четвертого лавового потока о. Шенонсаари оз. Сегозера. Результаты пересчета, приведенные в табл. 6, показывают, что содержание меди по разрезу потока меняется с отчетливо выраженной закономерностью. Увеличиваясь от подошвы лавового потока, сложенного мелкозернистыми, афанитовыми диабазами, количество меди вверх по разрезу постепенно возрастает и достигает

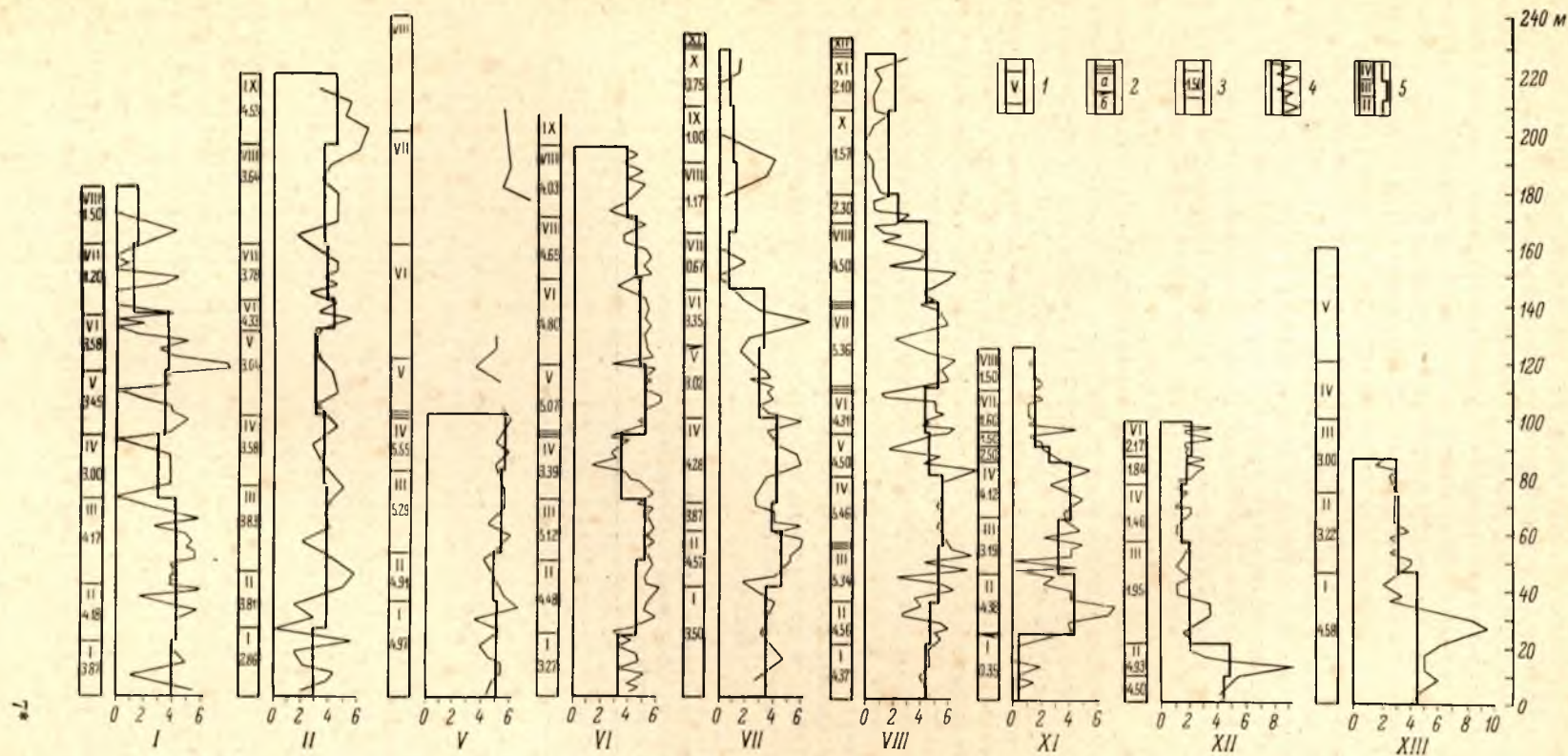


Рис. 37. Распределение средних содержаний меди по разрезам среднеятулийских эффузивов (в условных единицах).

1 — номера лавовых потоков и покровов; 2 — положение в разрезах туфов (а) и яшмовидных силицитов (б); 3 — средние содержания меди в потоках (в условных единицах); 4 — графики содержаний меди по разрезам; 5 — графики средних содержаний меди по отдельным потокам.



максимальной величины в зоне перехода роговообманковых порфиров к мандельштейнам, а затем к кровле потока в зоне типичных мандельштейнов ее содержание несколько падает. По-видимому, подобная зависимость распределения содержаний меди от внутреннего строения лавового потока обусловлена не только особенностями и условиями его формирования, но и механизмом отделения газовой фазы и интенсивностью газового переноса металлов (Набоко, 1959; Овчинников, Шляпников, Шур, 1964; Oftedahl, 1958).

В породах лавовой фации медь связана преимущественно с сульфидными минералами — пиритом, халькопиритом, халькозином, борнитом, купритом и реже с магнетитом и титаномагнетитом. В небольших количествах присутствие меди установлено в порообразующих и некоторых жильных гидротермальных минералах. Несколько повышенные ее содержания отмечаются в эпидотизированных основных породах и эпидозитах, по данным количественного спектрального анализа 47 проб, среднее содержание меди в них составляет около 0.05%.

Диабазы, несущие сульфидную вкрапленность (рудные диабазы), первоначально были установлены в разрезах, расположенных на территории Сегозерской вулканической зоны, в районе дер. Карельской Масьелги и Гарьус-губы южного берега оз. Сегозера, в Глухой и Черной губах восточного берега оз. Сегозера, где они представлены порфировидными разностями (роговообманковые порфириты и миндалекаменные роговообманковые порфириты). Подобного типа породы также были отмечены в пределах Селецкой и Чинозерской вулканических зон.

Однако наиболее широко рудные диабазы распространены на территории Медвежьегорской вулканической зоны, где медное оруденение пространственно приурочено к породам первого, второго, третьего и частично четвертого лавовых потоков (оз. Куйк-ярви, г. Медвежьегорск, ур. Воронов Бор, пос. Падун и др.) полосы зеленокаменных пород, протягивающихся в общей сложности на расстояния до 15—20 км.

Т а б л и ц а 6  
Характер распределения микроэлементов в разрезе четвертого лавового потока среднеятулийских эффузивов о. Шенонсаари оз. Сегозера (в условных единицах)

Порода (число проанализированных проб)	Be	Sc	Mn	Ga	V	Ti	Y	Cu	Zn	Co	Ni	Zr	Sr	Cr
Мандельштейны кровли лавового потока (20) . . . . .	0.7	3.0	7.2	3.5	5.4	9.2	0.5	4.5	Сл.	3.8	4.8	4.3	5.0	5.5
Миндалекаменные диабазы зоны перехода от мандельштейнов к роговообманковым порфиритам (15) . . . . .	1.1	3.6	7.2	3.7	5.5	9.2	2.1	4.8	»	4.0	5.2	4.6	3.3	5.6
Роговообманковые порфириты средней части потока (30)	1.2	3.5	7.4	3.9	5.6	9.4	2.7	4.5	»	4.0	5.0	4.6	Сл.	5.6
Среднезернистые диабазы, зоны перехода к роговообманковым порфиритам (20) . . . . .	0.7	3.5	7.4	4.0	5.7	8.9	2.8	4.4	»	4.0	4.3	4.2	»	5.5
Мелкозернистые диабазы подошвы лавового потока (20)	Сл.	2.8	7.2	4.0	5.5	8.2	2.6	4.0	1.1	4.2	4.6	4.5	3.3	5.8

Оруденение является существенно мелкокрапленным, рассеянным, хотя иногда рудные минералы образуют шлировые скопления, которые по простиранию с перерывами прослеживаются на значительные расстояния. Независимо от степени локальной гематитизации, эпидотизации и окварцевания характер оруденения сохраняется одинаковым на протяжении нескольких километров и в районе г. Медвежьегорска является существенно халькозиновым. По мере удаления от г. Медвежьегорска в западном направлении отмечается постепенная смена халькозинового оруденения бор-

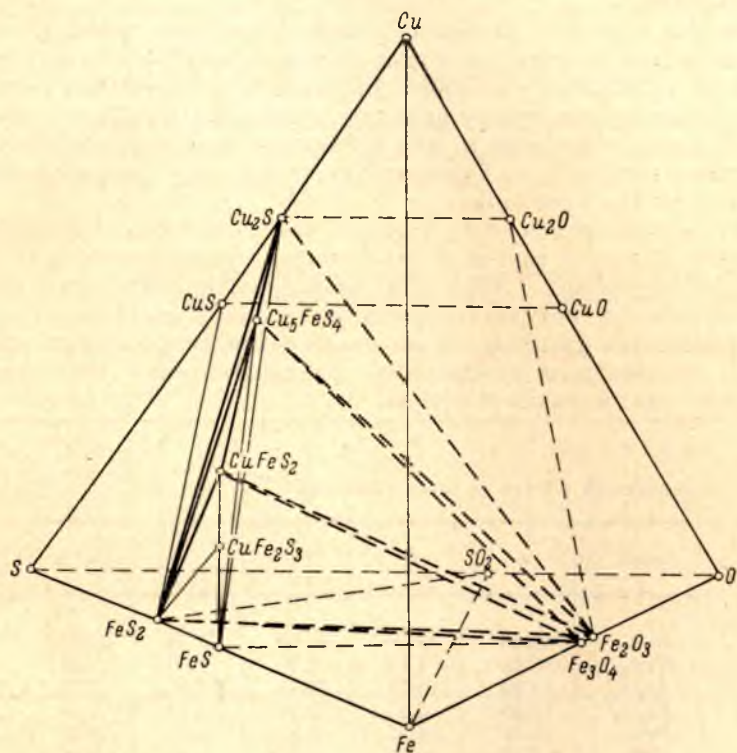


Рис. 38. Парагенетические соотношения сульфидов — окислов меди и железа в основных породах ятулийского вулканического комплекса. Диаграмма состав—парагенезис в системе Cu—Fe—S—O по А. Г. Бетехтину (1955).

нитовым, а затем и халькопиритовым, т. е. намечается некоторая зональность медной минерализации.

Весьма интересной является зона рудных диабазов мощностью до 2.5—3.0 м в средней части четвертого лавового потока в разрезе пос. Падун на р. Кумсе. Эпидотизированные роговообманковые порфиры в низах рудной зоны имеют тонкорассеянную мелкую вкрапленность халькозина, которая выше по разрезу сменяется шлировой борнитовой, слагающей большую часть интервала оруденелых пород. В некоторых участках среди борнитовой вкрапленности отмечаются сгустки халькопирита. Верхнюю часть рудных диабазов слагают миндалекаменные порфиры и мандельштейны преимущественно с халькопиритом и пиритом. Подобный характер оруденения сохраняется по всей прослеженной длине (более 70 м) рудных диабазов.

Все эти наблюдения показывают, что зональность оруденения, отмеченная как на площади лавового поля, так и в разрезе отдельного потока, обусловлена, с одной стороны, соотношениями в рудном остаточном раст-



воре железа и меди, а с другой — величинами парциальных давлений серы и кислорода в различных частях кристаллизующегося лавового потока. Сочетание этих четырех переменных обусловило все многообразие парагенезисов медных минералов в рудных диабазах (рис. 38) и отмеченную выше зональность оруденения в пределах Медвежьегорской вулканической зоны.

Изучение полированных штучков рудных диабазов Медвежьегорской и Сегозерской вулканических зон показало, что число медных минералов в них невелико.

Халькозин является наиболее распространенным минералом. Эндогенный халькозин встречается в виде густой вкрапленности пластинчатых зерен или их скоплений в основной массе роговообманковых порфиров, заполняя промежутки между нерудными минералами. Экзогенный халькозин устанавливается реже и, как правило, в виде псевдоморфоз по другому медному минералу — борниту. По халькозину развиваются мелкозернистые агрегаты ковеллина.

Борнит распространен менее широко, чем халькозин. Эндогенный борнит встречается в виде точечной эмульсионной вкрапленности в основной массе рудных диабазов, либо как пластинчатые выделения совместно с халькопиритом в результате распада твердого раствора. Экзогенный борнит развивается существенно по краям зерен халькопирита в виде тонких кайм. Вторичными минералами, развивающимися по борниту, являются ковеллин, малахит и азурит.

Т а б л и ц а 7

Химический состав рудных диабазов

Окисел	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	46.66	48.50	44.60	47.85	50.23
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.39	1.70	1.10	1.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	14.82	14.73	14.32	13.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.06	3.95	3.70	5.48	7.50
FeO	6.91	4.57	8.87	6.50	2.71
MnO	0.18	0.17	0.20	0.18	0.19
MgO	8.51	3.98	7.79	5.51	2.93
CaO	6.50	12.55	6.00	11.68	16.23
Na <sub>2</sub> O	3.50	2.50	3.40	0.97	0.16
K <sub>2</sub> O	0.05	0.25	Не обн.	0.10	Не обн.
H <sub>2</sub> O	0.17	0.12	0.09	0.14	0.14
П. п. п.	3.57	4.46	7.53	3.17	4.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.10	0.11	0.09	0.08
CuO	2.49	2.36	0.84	2.87	0.62
CoO	0.005	0.01	0.007	0.002	0.003
NiO	0.012	0.004	0.02	0.024	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.026	0.02	0.034	0.038
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.05	0.033	0.06	0.02
S	0.29	0.30	0.16	0.50	0.10
Сумма . .	100.41	99.96	99.72	100.42	100.40

П р и м е ч а н и е: 1 — роговообманковый порфирит, обр. 3004-2, дер. Кар. Масельга; 2 — роговообманковый порфирит, обр. 3029, восточный берег оз. Сегозера; 3 — роговообманковый порфирит миндалекаменный, обр. 3130-4, восточный берег оз. Сегозера, Глухая Губа; 4 — роговообманковый порфирит эпидотизированный, обр. 3139-8, г. Медвежьегорск; 5 — роговообманковый порфирит, обр. 3139-9, г. Медвежьегорск. Анализы 1—5 выполнены Т. М. Брагиной.

Халькопирит устанавливается главным образом в миндалинах мандельштейнов и их основной массе, реже в зоне рудных диабазов, где образует крупные пластинчатые выделения. В бедных рудных диабазах он образует зернистые агрегаты пирит-халькопиритового состава с редкими включениями пирротина (?). В зоне окисления рудные диабазы содержат небольшие количества вторичных медных минералов — куприта, самородной меди, малахита и азурита.

Результаты химического анализа рудных диабазов различных вулканических зон приведены в табл. 7.

#### Эксплозивная фация (фация вулканических выбросов)

В туфах, туффитах и туфогенно-осадочных породах установлено присутствие довольно большого числа рудных элементов, включая и медь (табл. 8). Однако их средние содержания довольно низкие. В некоторых

Таблица 8

Содержания некоторых микроэлементов в породах exploзивной фации ятулийского вулканического комплекса, по данным количественного анализа (вес. %) (г. Минск, аналитик М. И. Балабанова)

№ п/п	Номер пробы	Ni	Co	V	Mn	Ti	Cr	Pb	Mo
1	3029-9	0.05	—	0.03	0.20	1.00	0.01	0.001	0.001
2	3029-4	0.08	—	0.05	0.05	1.00	0.02	—	0.003
3	3148-2	0.10	0.01	0.05	0.20	0.50	0.08	Сл.	0.0003
4	3148-3	0.10	0.02	0.01	0.50	0.50	0.05	—	0.0005
5	3148-5	0.06	0.005	0.01	0.20	0.50	0.005	—	—
6	3148-9	0.05	0.003	0.02	0.10	0.60	0.03	—	0.0003
7	3148-11	0.08	0.005	0.008	0.30	0.60	0.06	—	0.0003

Таблица 8 (продолжение)

№ п/п	Номер пробы	Cu	Zn	Be	Ga	Sc	Sn	Sr	Ba
1	3029-3	1.00	—	0.0005	0.0003	0.003	—	—	0.05
2	3029-4	1.00	—	0.0005	0.0005	0.003	Сл.	—	0.03
3	3148-2	0.03	0.01	0.0001	0.0003	0.002	—	0.03	0.07
4	3148-3	0.05	0.01	Сл.	0.001	0.005	—	—	0.01
5	3148-5	0.03	0.01	0.0005	0.002	0.008	—	—	0.02
6	3148-9	0.03	0.01	0.0008	0.001	0.003	0.0003	—	0.10
7	3148-11	0.03	—	0.0001	0.001	0.005	—	—	0.2

Примечание. 1—2 — туф хлоритизированный, тонкослоистый; 3 — туфоалевролит; 4 — туфопесчаник; 5 — туфоалевролит с гематитовыми прослоями; 6 — туфоалевролит с гематитом; 7 — туфоалевролит. Элементы Hf, Nb, Ta, Ag, Ge, La, Th, Tl, Bi, Zn, Ce, Cd, As, Sb не обнаружены.

случаях в основной массе туфов устанавливается тонкая вкрапленность сульфидов — пирита, халькопирита, реже борнита, а также продуктов их окисления. Наличие рудных медных минералов, по-видимому, связано либо с перемывом подстилающих эффузивов, либо с поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельностью.

В ряде обнажений туффитов восточного берега оз. Сегозера, оз. Пальеозера и оз. Сундозера отмечается присутствие небольших количеств апатита, сфена и турмалина. Как правило, наиболее минерализованные туфы



и туфоалевролиты устанавливаются или в зонах их непосредственных контактов с подстилающими диабазами, или в прослоях, содержащих повышенные скопления гематит-кремнистого вулканогенного материала.

#### Субвулканическая фация (фация гипабиссальных интрузий)

Сравнение средних содержаний меди в габбро-диабазях субвулканической фации с другими породами ятулийского вулканического комплекса показывает, что по результатам как спектрального полуколичественного, так и химического анализов габбро-диабазы характеризуются несколько повышенной концентрацией, чем все остальные породы (табл. 9, 10).

Т а б л и ц а 9

Средние содержания меди, кобальта, никеля, ванадия и хрома, по данным спектрального полуколичественного анализа, в основных породах различных возрастных групп ятулийского вулканического комплекса (усл. ед.)

Группа пород	Число анализов	Cu	Co	Ni	V	Cr
Нижнеятулийские эффузивы . . .	111	4.4	3.8	4.0	5.6	4.6
Среднеятулийские эффузивы . . .	1174	3.4	3.6	4.7	5.4	5.6
Туфы . . . . .	34	1.5	3.7	4.7	5.0	5.2
Габбро-диабазы . . . . .	331	4.6	3.4	3.9	5.6	4.3
Эффузивы Сегозерской вулканической зоны . . . . .	988	3.4	3.5	3.5	5.4	5.5

Т а б л и ц а 10

Средние содержания меди, кобальта, никеля и титана, по данным химического анализа, в основных породах различных возрастных групп ятулийского вулканического комплекса (вес. ‰)

Группа пород	Число анализов	Cu	Co	Ni	Ti
Нижнеятулийские эффузивы оз. Сегозера . . . . .	35	0.009	0.0006	0.078	0.924
Нижнеятулийские эффузивы Западного Прионежья . . . . .	19	0.014	0.006	0.007	1.085
Среднеятулийские эффузивы оз. Сегозера . . . . .	37	0.007	0.006	0.020	0.750
Среднеятулийские эффузивы Западного Прионежья . . . . .	45	0.009	0.006	0.015	0.876
Среднеятулийские эффузивы оз. Пальеозера . . . . .	22	Сл.	0.006	0.020	0.653
Габбро-диабазы оз. Елмозера . . .	35	0.030	0.005	0.01	0.025
Габбро-диабазы оз. Сегозера . . .	50	0.021	0.007	0.009	1.105
Габбро-диабазы оз. Чпнозера . . .	35	0.019	0.006	0.006	1.444
Среднее содержание элементов в основных породах (Виноградов, 1962) . .	—	0.010	0.0045	0.016	0.90

Если среднее содержание меди, в габбро-диабазях достигает 4.6 усл. ед. (0.008%), то в нижне- и среднеятулийских эффузивах оно соответственно составляет 4.4 (0.006%) и 3.4 (0.0018%) усл. ед. Подобная же зависимость в распределении меди в этих породах устанавливается также и по результатам химических анализов, которые показывают, что в габбро-диабазях общее количество меди в 2—3 раза больше, чем в эффузивах нижнего и среднего ятулия.

В то же время сравнение между собой отдельных групп габбро-диабазов показывает, что содержание меди в них по результатам спектрального полуквалиметрического анализа примерно постоянно и имеет в общем небольшой интервал колебаний (табл. 11).

Т а б л и ц а 11

Содержание меди в габбро-диабаззах

Группа габбро-диабазов	Число проб	Среднее содержание меди, усл. ед.
Силл «Медные Горы» . . . . .	67	5.3
Чинозерский шток . . . . .	195	4.5
Северо-Елмозерская группа . . .	35	4.6
Северо-Сегозерская группа . . .	34	4.1
Габбро-диабазы ятулия (средн.)	331	4.6

Однако только рассмотрение всех многочисленных тел габбро-диабазов по отдельным субфациям позволяет установить некоторую разницу в особенностях их меденосности.

В габбро-диабаззах дайковой и штоковой субфаций медное сульфидное оруденение связано с кварцевыми жилами, содержащими гнезда пирит-халькопиритового состава с редкой вкрапленностью борнита и реже галенита. Кварцевые жилы пространственно приурочены к системам продольных и поперечных трещин отдельности в центральных частях даек, сложенных крупнозернистыми, пегматоидными разностями габбро-диабазов. В некоторых случаях оруденелыми являются габбро-диабазы экзоконтактовых частей кварцевых жил.

Медная минерализация габбро-диабазов силлово-лакколитовой субфации представлена преимущественно тонкой сульфидной пирит-халькопиритовой и реже халькозиновой вкрапленностью. В районе восточного берега Орчень-губы оз. Сегозера установлена одна из таких оруденелых зон, в которой на протяжении 8—10 м габбро-диабазы несут обильную вкрапленность халькозина. На западном берегу оз. Селецкого установлено юго-западное окончание Сонгинского силла мелкозернистых, меланократовых габбро-диабазов, содержащих в общем довольно обильную халькозиновую вкрапленность. По мощности оруденение в силле прослежено на 2—3 м, по простиранию рудная вкрапленность отмечалась в двух пересечениях через 100—150 м. Химическим анализом одного из рудных штуфов здесь установлено содержание меди около 1%.

Наиболее важное значение в отношении сульфидной медной минерализации имеют породы жерловой субфации, с которыми могут быть связаны разнообразные виды оруденения (Котляр, 1967; Varagar etc., 1966). В породах Орченьского нека известно несколько кварцевых жил с гнездовой вкрапленностью сульфидов (бывший рудник Лукунваара в истоках ручья Кечь), в меньшей степени здесь отмечаются зоны тонковкрапленного пирита и халькопирита в основной массе габбро-диабазов. Жерловые образования Гирвасского вулкана представляют наибольший интерес, поскольку здесь эруптивные брекчии диабазов, брекчированные диабазы, порфириды, лавобрекчии и частично габбро-диабазы участками очень сильно пиритизированы и турмалинизированы, при этом в наибольшей степени пиритизированным является цемент эруптивных брекчий. Количественным спектральным и пробирным анализами в 6 пробах брекчий, отобранных в районе вулкана, отмечено присутствие меди, свинца, молибдена, цинка, серебра и золота. В породах, прилегающих непосредственно



к жерловым образованиям Гирвасского вулкана, также установлена интенсивная гнездовая пиритизация и турмалинизация.

В связи с особенностями сульфидной минерализации в эруптивных breccиях Гирвасского вулкана обращает на себя внимание состав рудного валуна, найденного в 1933 г. в котловане первого шлюза Беломорско-Балтийского канала. В районе г. Медвежьегорска, по геологическим данным, находится один из центров ятулийских лавовых излияний Северного Прионежья. По совокупности палеовулканологических, геологических и других данных можно предположить, что этот вулканический аппарат располагается где-то к юго-востоку от г. Медвежьегорска, либо в районе акватории северной части Повенецкого залива Онежского озера, либо на его восточном берегу, почти нацело закрытом четвертичными ледниково-озерными отложениями. Не исключено, что повенецкий рудный валун является одним из ледниковых отторженцев жерловой вулканической постройки Медвежьегорского подводящего канала.

По описанию Н. В. Альбова и Ю. С. Неуструева (1935), повенецкий рудный валун весом до 250 кг в основной массе состоит из халькопирита, турмалина и небольшого количества жильного кварца и по существу представляет собой халькопирит-кварцево-турмалиновую, несколько breccированную диабазовую породу. Авторы пришли к заключению, что рудный валун связан, по-видимому, с диабазами Повенецко-Медвежьегорского района и является обломком крупного Повенецкого жильного меднорудного месторождения. Однако заслуживает внимания и другое возможное решение этого вопроса, предложенное также Н. В. Альбовым и Ю. С. Неуструевым, о предположительной связи повенецкого валуна с основными миндалекаменными породами долины р. Кумсы. Действительно, в этом районе исключительно широко развиты нижнепротерозойские основные породы и в том числе туфобрекчии, лавобрекчии, свидетельствующие о близости их к древнейшему вулканическому аппарату сумия (?), эруптивные breccии жерла которого могли также содержать медно-турмалиновую минерализацию. Однако несмотря на многие предпринятые попытки, проблему повенецкого рудного валуна не удалось разрешить до сих пор.

#### Фумарольно-гидросольфатарная фация

В состав пород фумарольно-гидросольфатарной фации Медвежьегорской вулканической зоны входят весьма своеобразные разнотекстурные грубообломочные песчаники и кремнистые сланцы с обильной вкрапленностью сульфидов меди — борнита, халькопирита, халькозина и реже пирита. По условиям образования, текстурным признакам оруденелые песчаники относятся к породам типа медистых песчаников. В районе ур. Воронцов Бор установлен один из участков распространения этих песчаников. Нижнеятулийские диабазы, подстилающие медистые песчаники, от подошвы до кровли содержат тонкую пирит-халькопиритовую вкрапленность, которая в верхней миндалекаменной части лавового потока становится настолько обильной, что мандельштейны переходят в рудные диабазы, а их миндалины заполняются нацело рудными минералами. В кровле лавового потока, имеющей неровную, слабоволнистую поверхность, установлено большое количество жил и линз яшмовидных силицитов, густо пропитывающих мандельштейны. Жилы яшмовидных силицитов, тупо заканчивающиеся в мощной пластовой линзообразной залежи силицитов, можно рассматривать как пути выноса термальными водами кремнекислоты. Макроскопически силициты также имеют довольно обильную вкрапленность халькопирита и борнита. На слабобразмытой поверхности диабазов залегает невыдержанный по мощности (от 0.1 до 0.8 м) горизонт слабоотсортированных полимиктовых конгломератов, в цементе которого повсеместно

устанавливается гнездовая вкрапленность халькопирита и борнита. На полимиктовых конгломератах залегают разнозернистые, косослоистые, слабоотсортированные песчаники, гравелиты, в которых по плоскостям напластования и границам слоев в косых сериях интенсивно развивается борнит-халькозинное оруденение, подчеркивающее первичные текстурные особенности пород и выполняющее роль цемента. Оруденение густовкрапленное, более или менее равномерное, хотя наибольшая его степень наблюдается в зоне косослоистых гравелитов.

Породы типа медистых песчаников, по-видимому, имеют распространение и в других районах Карелии. В 1924 г. Д. И. Щербаков упоминал в своей работе, посвященной полезным ископаемым Южной Карелии, месторождение Чирко-ваарака, расположенное в 4 км к северо-западу от дер. Ушково на оз. Муезеро. Сильно трещиноватые кварциты здесь содержат вкрапленность и прожилки борнита и примазки медной зелени и сини.

Главнейшими особенностями рудных медистых песчаников месторождения Воронов Бор являются: четкая стратиграфическая приуроченность оруденения к подошве осадочных пород средней толщи, тесная взаимосвязь сульфидного оруденения в подстилающих диабазах и яшмовидных силицитах с оруденением в медистых песчаниках, зависимость рудоотложения от динамики водной среды и осадкообразования, приуроченность оруденения к основанию косых серий и плоскостям напластования, наличие максимального оруденения в наиболее грубых и слабоотсортированных осадках, довольно постоянный состав (монометальность) медных руд.

### **Поведение некоторых элементов в основных породах ятулийского вулканического комплекса**

В составе основных пород ятулия выявлено большое количество микроэлементов, которые, исходя из особенностей их поведения, могут быть объединены в несколько групп: элементы, входящие в состав продуктов ранних этапов кристаллизации; элементы, накапливающиеся в средние и конечные этапы кристаллизации; элементы заключительных этапов кристаллизации и поствулканической деятельности и элементы без строгой приуроченности к определенным стадиям минералообразования.

Элементы ранних этапов кристаллизации (никель, кобальт, ванадий, хром) связаны с породами более основного недифференцированного ряда. В наибольших количествах элементы этой группы отмечаются в роговой обманке, биотите, магнетите и титаномagnetите.

Элементы средних и конечных этапов кристаллизации (бериллий, цирконий) в наиболее высоких содержаниях установлены в породах дифференцированного ряда — альбититах, пегматоидных габбро-диабаз, где бериллий входит в состав плагиоклаза, а цирконий образует самостоятельный минерал (циркон).

Элементы заключительных этапов кристаллизации и поствулканической деятельности (свинец, цинк, золото, серебро, молибден, барий) сопровождают медноколчеданное оруденение, одни из них образуют самостоятельные минералы — галенит, сфалерит, молибденит, барит, а другие (серебро, золото) изоморфно входят в состав сульфидов (пирит, халькопирит, борнит, халькозин).

Элементы без строгой приуроченности к определенным этапам минералообразования (галлий, иттрий, скандий) по своим геохимическим особенностям относятся к группе проходящих элементов, поскольку отмечаются в породах как дифференцированного ряда (афанитовые диабазы, среднезернистые габбро-диабазы, пегматоидные габбро-диабазы, альбититы), так и недифференцированного (диабазы, роговообманковые диабазы).



вые порфириты, диабазовые мандельштейны). Кроме того, эти элементы постоянно присутствуют в виде изоморфных примесей в гидротермальных минералах — пирите, халькопирите, борните, кальците, турмалине и др.

### **Вулканогенное и вулканогенно-осадочное рудообразование, генетические типы рудопроявлений**

Выявление ведущей роли вулканических процессов в формировании основных пород ятулия вызвало необходимость, с одной стороны, пересмотра всех ранее известных и вновь полученных материалов в отношении рудоносности разнофациальных основных пород и, с другой — выяснения роли вулканогенного и вулканогенно-осадочного типов оруденения, т. е. установления основных генетических связей оруденения с процессами ятулийского вулканизма.

Предлагаемая генетическая классификация главных типов оруденения в основных породах ятулийского вулканического комплекса разработана на материалах, полученных при изучении только части обширной площади распространения разнофациальных вулканогенных пород ятулия в пределах Центральной и Южной Карелии. Территориальное расширение работ и тем более проведение специальных тематических исследований металлогении среднего протерозоя позволит ее уточнить и дополнить. Схема возрастного положения оруденения в составе ятулийского вулканического комплекса приведена на рис. 39.

Генетическая классификация рудопроявлений выглядит следующим образом.

- А. Магматогенный ряд.
  - Сегрегационно-магматический тип.
- Б. Вулканогенный ряд.
  - Сингенетический тип.
  - Гидротермальный тип.
  - Эксталяционно-осадочный тип.
- В. Вулканогенно-осадочный ряд.
  - Осадочный тип.

#### **Магматогенный ряд**

**Сегрегационно-магматический тип.** В дайках и силлах габбро-диабазов исследованного района постоянно отмечается рассеянная вкрапленность титаномагнетита, которая в некоторых случаях устанавливается в виде сегрегационных шлировых скоплений. Наиболее крупные сегрегации титаномагнетита известны в пологозалегающих силлах габбро-диабазов озер Янгозера, Селецкого, которые по способу образования аналогичны титаномагнетитовому оруденению габбро-диабазов Пудожгорского и Койкарского месторождений. Наиболее полно вопросы генезиса карельских месторождения этого типа на примере Пудожгорского месторождения рассмотрены в работах К. О. Кратца (1957, 1959).

В настоящее время масштабы титаномагнетитового оруденения в ятулийских габбро-диабазов с необходимой полнотой не изучены, поэтому перспективы установления месторождений данного типа не известны. В качестве наиболее интересных объектов для постановки работ могут служить пологозалегающие во вмещающих породах Ягнозерский и Сонгинский силлы габбро-диабазов.

#### **Вулканогенный ряд**

**Сингенетический тип.** Формирование сингенетической рудной вкрапленности халькозин-борнит-халькопиритового состава в диабазовых роговообманковых порфиритах, а иногда и миндалекаменных

диабазов (мандельштейнах) лавовых потоков было предопределено наличием рудного вещества в самом лавовом расплаве. Основные закономерности поведения меди в вулканическом процессе находятся в непосредственной взаимосвязи с деятельностью магматического очага в ходе развития вулканизма и эволюцией химического состава поступающих лав. Выявление закономерности распределения и концентрации меди в продуктах лавовых излияний позволяет сделать предположение о ведущей роли в накоплении меди в лавах определенных стадий ятулийского вулканического процессов магматической дегазации и переноса летучими рудного материала в апикальную часть периферического очага и вовлечения его в начальные стадии лавовых излияний. В процессе лавовых излияний происходит исчерпывание этой рудоносной части, а к началу новых пароксизмов вновь осуществляется накопление рудного материала. Таким образом, стадийность ятулийского вулканизма осуществляет контроль за рудоносностью лав. Важным является и тот факт, что максимальная степень оруденения устанавливается именно в районах, пространственно приуроченных к областям расположения центров вулканической деятельности. Сингенетическая вкрапленность халькозина в габбро-диабазов с присутствием небольших количеств борнита установлена в Сонгинском силле. Халькозин образует здесь либо рассеянную по основной массе

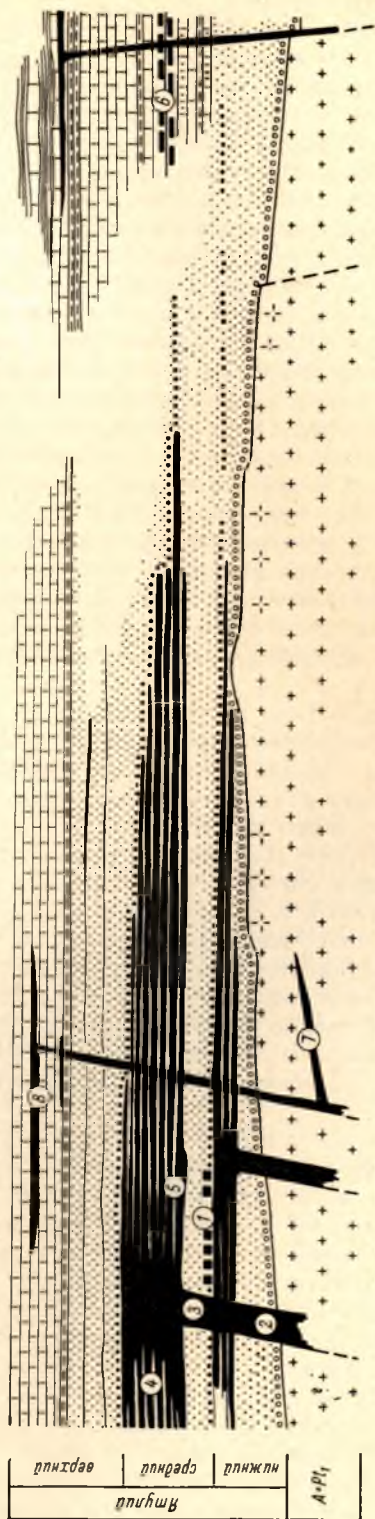


Рис. 39. Схема возрастного положения оруденения ятулийского вулканического комплекса.

Верхний ятулий: 1 — дайки и силлы габбро-диабазов; 2 — шунгитовые сланцы; 3 — карбонатные породы; 4 — сланцы; 5 — конгломераты и песчаники. Средний ятулий: 6 — потоки и покровы базальтовых лав; 7 — рудные гематитовые сланцы; 8 — конгломераты; 9 — рудные медистые песчаники. Нижний ятулий: 10 — конгломераты и кварциты-песчаники; 11 — граниты выветрелые; 12 — граниты выветрелые; 13 — граниты. Цифрами обозначены: 1 — эвасионно-осадочные медистые песчаники Ур. Воронов Бор; 2 — гидротермальные кварцевые жилы с гнездами сульфидов меди Орчень-тула (рудник Коч); 3 — зоны турмалинизации и ширитизации артезиальных бассейнов Цивасского вулкана; 4 — гидротермальные кварцевые жилы с гнездами сульфидов меди в лавовых покровах; 5 — вкрапленные халькозинит-калькозин-борнитовые руды в диабазов; 6 — осадочные гематитовые рудные сланцы озера Туломозера, Суопри и Цилозера; 7 — сегрегационно-магматическая титаномгнетитовая минерализация Комкарского силла; 8 — вкрапленные халькозин-борнитовые руды в силлах габбро-диабазов.



габбро-диабазов вкрапленность, либо встречается в достаточно крупных шпиропоподобных выделениях.

Обращает на себя внимание факт, отмеченный еще в работах В. М. Тимофеева (1934, 1935), зональности оруденения в габбро-диабазе, которая заключается в формировании в корневой части тел на некоторой глубине титаномагнетитового, а в приповерхностной (апикальной) части — медно-колчеданного оруденения. Зона халькозиновых руд Сонгинского силла принадлежит апикальной части силла габбро-диабазов. Ввиду достаточно сильного халькозинового оруденения Сонгинский силл заслуживает определенного внимания для изучения масштаба его рудоносности и в случае благоприятного решения этого вопроса необходима также проверка оруденения в силлах «Медные Горы», Орченьском и Янгозерском.

Гидротермальный тип рудопроявлений объединяет все многообразные по составу жилы, несущие сульфидную, баритовую и полиметаллическую минерализацию, а также зоны гидротермально измененных пород в жерловых эруптивных брекчиях Гирвасского вулкана. Не останавливаясь на характеристике различных по составу жил, отметим, что, учитывая многовековой опыт их старательских разработок, являющихся основной сырьевой базой медеплавильного производства петровской России, большинство из них не могло бы иметь в настоящее время сколько-нибудь серьезного промышленного значения из-за скудности рудных запасов. Ввиду пространственной разобщенности, маломощности таких жил очевидна экономическая нецелесообразность даже их геологической разведки. В связи с этим представляется, что жильный тип медного оруденения в составе ятулийского вулканического комплекса является мало-перспективным.

Зоны гидротермально измененных пород в настоящее время для ятулийского вулканического комплекса установлены только в районе Гирвасского вулкана, где они представлены сильно пиритизированными, турмалинизированными и гематитизированными породами, развивающимися по лавобрекчиям и цементу эруптивных брекчий. Зоны гидротермально измененных пород по результатам спектрального и пробирного анализов содержат небольшие количества меди, свинца и золота. Опыт изучения месторождений, связанных с древними вулканическими постройками, показывает, что именно околожерловые зоны являются наиболее перспективным объектом для постановки поисково-разведочных работ, поэтому часто задача сводится к отысканию этих структур как потенциально рудоносных. По-видимому, не только остатки самих вулканических аппаратов ятулия Карелии имеют важное значение, но и те трещинные структуры, которые предопределили заложение этих аппаратов — центров лавовых излияний.

Экссалационно-осадочный тип. В периоды межпаксизмальных перерывов между лавовыми излияниями, во время поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельности на поверхность поставлялось обильное количество вулканогенного материала. Длительный период дегазации магматических очагов и вовлечение значительных масс ювенильного материала в осадочный процесс приводили в ряде случаев к формированию в благоприятных фациальных и физико-географических условиях рудных тел различного минерального состава. В районе ур. Воронов Бор и дер. Ушково (оз. Муезеро) издавна известны небольшие месторождения кварцитов с рудной борнит-халькопиритовой вкрапленностью, генезис которых одними исследователями принимался типично гидротермальным (Воскобойников, 1933; Тимофеев, 1935), другими — гидротермально-осадочным (Eskola, 1918). Рассмотрение геологической позиции Вороновоборского месторождения, его состава и типа руд, а также пространственного положения рудоносных кварцитов позволяет сделать вывод

об их эксгальационно-осадочной природе, а сами рудные кварциты рассматривать как породы типа медистых песчаников.

#### **Вулканогенно-осадочный ряд**

**Осадочный тип.** В данную группу месторождений, генетически связанных с процессами формирования среднеятулийского лавового плато, относятся пластовые залежи и линзообразные тела гематитовых рудных сланцев многочисленных, но небольших по запасам месторождений района озер Туломозера, Суоярви и Пялозера. Рудный железистый и частично кремнистый материал поступал из областей активной вулканической деятельности, он откладывался на некотором удалении от действующих вулканических аппаратов в прибрежно-морской мелководной фациальной обстановке Южно-Карельской седиментационной области (Соколов, 1963). Осадочный тип оруденения ятулийского вулканического комплекса характеризуется четкой стратиграфической приуроченностью рудных гематитовых залежей к кровле регрессивной серии среднего ятулия на всей территории Южно-Карельской седиментационной области, зависимостью от фациальной обстановки ятулийского осадконакопления, определенной связью с характером гидродинамической обстановки бассейнов и направлениями морских течений, резкой изменчивостью рудных тел как по падению, так и по простиранию, достаточно тесными взаимосвязями туфогенного, железистого и кремнистого материала и их одновременной садкой, а также геохимическими особенностями, характерными подобным же рудным гематитовым сланцам, залегающим внутри лавовых толщ.

#### **Металлогенические особенности ятулийского вулканического комплекса**

Главные металлогенические особенности основных пород, распространенных на территории Центральной и Южной Карелии, определяются прежде всего их принадлежностью к разнофациальным вулканогенным образованиям, входящим в состав единого ятулийского вулканического комплекса, являющегося производным толеит-базальтовой родоначальной магмы. В связи с этим особенности рудообразования и закономерности размещения рудных зон тесно связаны с процессами формирования самого вулканического комплекса. Пространственная и временная связь разнофациальных образований определена тектонической активностью доятулийского фундамента, характером блоковых движений, глубинностью заложения мамоподводящих разломов, определивших расположение вулканических зон, и интенсивностью вулканических процессов в них. Большое металлогеническое значение приобрела тектонически активная зона сочленения Западно-Карельской синклинали и Центрально-Карельской антиклинальной зон, сыгравшая основную роль в пространственном размещении пород ятулийского вулканического комплекса. Рудогенерирующая способность основной магмы определялась стадийностью лавовых излияний, интенсивностью эксплозивных процессов, режимом поствулканической деятельности, интенсивностью отделения газовой фазы и гидротермальных растворов и т. д. Для ятулийского вулканического комплекса наиболее характерно медное оруденение различных генетических типов, которому нередко сопутствует свинцово-цинковая, золото-серебряная, молибденовая, а также титаномagnetитовая промышленная минерализация. Кобальт-никелевое и хромитовое оруденение для основных пород ятулия является несвойственным, так как геохимические особенности и геолого-петрологические данные свидетельствуют о их связи скорее с породами ультраосновного, чем основного состава.



Дальнейшее металлогеническое исследование основных пород ятулия Карелии должно базироваться на основе комплексных литолого-палеовулканологических исследований вулканогенно-осадочных пород с широким использованием геофизических методов поисков. На территории Центральной и Южной Карелии по результатам проведенных исследований представляется необходимым подвергнуть первоочередному изучению подошву лавовой толщи среднего ятулия в пределах Медвежьегорской, Сегозерской и Гирвасской вулканических зон; участки предполагаемого (оз. Селецкое, оз. Чиозеро) и достоверного (оз. Сегозеро, пос. Гирвас) расположения вулканических аппаратов; осадочные породы, залегающие на лавовых толщах в районах предполагаемого расположения подводящих каналов лавовых излияний континентальных или близких к ним фациальных обстановок (г. Медвежьегорск, г. Повенец, пос. Гирвас), а также габбро-диабазы дайковой и силлово-лакколитовой субфаций в пределах зон глубинных разломов (оз. Сегозеро, оз. Селецкое, р. Кумса и др.).

## Основные выводы

Изучение геологии, петрологии и металлогении основных пород, широко распространенных на территории Центральной и Южной Карелии и входящих в состав единого ятулийского вулканического комплекса, позволило прийти к следующим основным выводам.

1. На примере формационного изучения основных пород ятулия доказана принципиальная возможность палеовулканологических реконструкций условий проявления и механизма формирования древнейших докембрийских метаморфических вулканогенно-осадочных комплексов с применением совокупности геолого-литологических, палеотектонических, геохимических, петрохимических и других методов исследований.

2. Формирование ятулийского вулканического комплекса произошло главным образом в течение трех фаз вулканизма — нижнеятулийской, среднеятулийской и верхнеятулийской. В течение первых двух собственно вулканических фаз, проявившихся на территории Сегозерской, Селецкой, Чинозерской, Медвежьегорской и Гирвасской вулканических зон, было образовано обширное Центрально-Карельское лавовое плато, занимающее площадь не менее 17 тыс. км<sup>2</sup> и состоящее из серии лавовых потоков общей мощностью до 450 м. В заключительную — верхнеятулийскую фазу ятулийского вулканического цикла произошло преимущественно внедрение большинства субвулканических даек и силлов интрузивных габбро-диабазов при подчиненной роли наземных излияний лав.

3. Детальное изучение продуктов ятулийского вулканизма позволило произвести выделение в их составе ряда фаций, характеризующихся специфическими условиями пороодообразования. В качестве таких фаций выделены: лавовая (фация текучих лав), эксплозивная (фация вулканических выбросов), субвулканическая (фация гипабиссальных интрузий), фумарольно-гидросольфатарная (фация вулканических эксгаляций) и удаленная вулканогенно-хемогенная фация.

4. Сравнительно-литологическим и палеовулканологическим изучением осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород установлены палеогеографические условия формирования каждой из выделенных фаций, определена зависимость формирования пород некоторых фаций от геолого-тектонической обстановки, имевшей место в течение ятулийского седиментогенеза.

В результате изучения пород лавовой фации (фации текучих лав) реконструирован механизм формирования Центрально-Карельского лавового плато, выявлена непосредственная связь начала лавовых излияний с тек-



тонической активизацией блоковых движений фундамента ятулия, установлена пространственная приуроченность вулканических аппаратов — подводящих каналов ятулийских лав к зонам долгоживущих глубинных разломов, по-видимому, корового заложения. Массовые лавовые излияния на начальных стадиях вулканических пароксизмов, видимо, носили трещинный характер, который к концу сменился в связи со стабилизацией вулканических подводящих каналов на центральный. Сами вулканические постройки принадлежали к щитовым полигенным плато-вулканам исландского типа. В результате проведенных исследований выявлены остатки двух вулканических аппаратов — Орченьского нека и Гирвасского вулкана, находящихся в условиях различного эрозионного среза.

Породы пирокластической фации (фации вулканических выбросов) в составе ятулийского вулканического комплекса имеют незначительное площадное распространение, пространственно тяготеют к центрам эрупции и представлены главным образом витрокластическими, значительно реже кристаллокластическими, лапиллиевыми туфами и туфопесчаниками. Коэффициент палеоэксплозивности для ятулийского вулканического цикла не превышал 4%.

Среди морфологически разнообразных тел габбро-диабазов субвулканической фации установлены пластовые согласно залегающие с вмещающими породами силлово-лакколитовые залежи в зонах вулcano-тектонических поднятий, а также рвущие интрузивные тела — дайки и штоки — в зонах разломов.

Породы фумарольно-гидросольфатарной и отдаленной вулканогенно-хемогенной фаций имеют сложный минералогический состав и несут литологические признаки совместного соосаждения терригенного, обломочного и вулканогенного (хемогенного) кремнисто-железистого и медистого материала, что находит отражение в текстурно-структурных особенностях этих смешанных пород. Установлено в ряде случаев исключительно активное влияние вулканизма на формирование ятулийских осадков.

5. Итогом палеовулканологических и литолого-фациальных исследований основных пород Центральной и частично Южной Карелии явились составление первых для изученной территории палеовулканологических карт-схем для нижнеятулийской и среднеятулийской вулканических фаз с показом фациальных обстановок, существовавших в области ятулийской седиментации во время, непосредственно предшествовавшее лавовым излияниям, и с отображением всей совокупности данных, характеризующих становление ятулийского вулканического комплекса во времени и пространстве.

6. Анализом химического состава основных пород ятулийского вулканического комплекса установлена генетическая взаимосвязь пород всех выделенных фаций, являющихся производными толеит-базальтовой магмы. Высокая скорость лавовых излияний и относительная кратковременность процессов вулканизма определили зависимость химического состава кристаллических фаз ятулийских лав в большей степени от состава прошедших предварительное фракционирование поступающих из магматических очагов порций лав, чем от кристаллизационной дифференциации в лавовых потоках. Химические особенности габбро-диабазов субвулканической фации также находятся в непосредственной зависимости от процессов глубокой кристаллизационной фракционной дифференциации. Общий эволюционный путь направленности развития химизма пород ятулийского вулканического комплекса во времени характеризуется некоторым увеличением основности поступающих порций лав от ранних вулканических фаз к поздним, заключительным фазам.

7. Изменчивость химизма пород в вертикальном разрезе лавовых толщ от начальных излияний к конечным внутри одной фазы показывает, что

в ходе развития вулканизма отмечается отчетливо выраженная стадийность, заключающаяся в постепенном наращивании кислотности отдельных порций лав по мере развития вулканических стадий. Излияния каждой последующей стадии вновь начинались лавами более основного состава. В большинстве вулканических зон устанавливается три—четыре такие стадии.

8. Высказывается мнение о принадлежности основных пород ятулийского вулканического комплекса Карелии к числу покровно-силловых формаций (по Кузнецову, 1964) и предлагается считать их аналогом одной из древнейших трапповых (прототрапповых) формаций.

9. В связи с наличием признаков, свидетельствующих о спилитовом перерождении основных пород ятулийского вулканического комплекса, предполагается связь процессов альбитизации основных пород ятулия главным образом не с региональным метаморфизмом, а с особенностями эволюции химического состава первичной родоначальной толеит-базальтовой магмы, с физико-химическими условиями формирования пород, глубинной и локальной дифференциацией и процессами позднемагматического низкотемпературного изменения кристаллических фаз.

10. В результате изучения особенностей рудной минерализации вулканогенных пород ятулия на основе историко-геологического, сравнительно фациального анализа получена оценка рудопотенциальных возможностей разнофациальных образований ятулийского вулканического комплекса. Металлогеническими исследованиями выявлены общие закономерности площадного распределения содержания меди в пределах установленных вулканических зон (Сегозерской и Медвежьегорской) и определены их повышенные концентрации в участках лав, непосредственно прилегающих к центру лавовых излияний. Изучение распределения меди в вертикальном разрезе лавовых толщ показало наибольшую концентрацию металла в первых лавовых потоках, т. е. в продуктах начальных лавовых излияний. Установлена общая закономерность концентрации меди в первых лавовых потоках первых двух вулканических стадий каждой из вулканических зон.

В результате обследования перспективных на медь лавовых потоков в ряде участков Сегозерской, Медвежьегорской и некоторых других вулканических зон обнаружены халькопирит-борнит-халькозиновые тонковкрапленные руды с содержаниями меди до 2.5%. Выявлено несколько перспективных площадей и ряд конкретных участков на поиски медных крапленых руд на территории Сегозерской (дер. Кар. Масельга) и Медвежьегорской (район г. Медвежьегорска, ур. Воронов Бор, р. Кумса и др.) вулканических зон.

В результате проведенных исследований представляется возможным по-новому ориентировать металлогенические исследования на площадях развития ятулийских вулканогенных образований.



## Л и т е р а т у р а

- А л ь б о в Н. В., Ю. С. Н е у с т р у е в. 1935 — К вопросу поисков медного месторождения в Повенецко-Медвежьегорском районе. Изв. Лен. ГГГ треста, № 2—3.
- Б а р т Т., П. Р е й т а н. 1967 — Докембрий Норвегии. В сб. «Докембрий Скандинавии», ИЛ, М.
- Б е з д е н е ж н ы х Л. П., Т. Ф. Н е г р у ц а, В. З. Н е г р у ц а. 1966 — К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского п-ова. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М.
- Б е т е х т и н А. Г. 1955 — Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», Изд. АН СССР, М.
- В и н о г р а д о в А. П. 1962 — Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7.
- В о л ь ф с о н Ф. И. 1962 — Проблемы изучения гидротермальных меторождений. Госгеолтехиздат, М.
- В о с к о б о й н и к о в Б. П. 1933 — Меднорудные месторождения. Справочник. Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР, часть II, Карельская АССР. Горгеонефтеиздат, М.—Л.
- В я ю р ю н е н Х. 1959 — Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ, М.
- Г а л д о б и н а Л. П. 1966. — Опыт применения фациально-циклического анализа к изучению докембрийских осадочных толщ Карелии. Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Г е й е р П. 1967 — Докембрий Швеции. В сб. «Докембрий Скандинавии», ИЛ, М.
- Г е л ь м е р с е н Г. П. 1860 — Геогностическое исследование Олонецкого горного округа, произведенное в 1856, 1857, 1858 и 1859 гг.
- Г е р л и н г Э. К., Г. О. Г л е б о в а - К у л ь б а х, С. Б. Л о б а ч - Ж у ч е н к о, Л. И. А ф а н а с ь е в а, С. Н. В а с и л ь е в а. 1965 — Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В сб. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР», изд. «Наука».
- Г и л ь р о в а М. А. 1941 — Спилиты Кончозерского района Карело-Финской ССР. Изд. Лен. гос. унив.
- Г и л ь р о в а М. А. 1948 — К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Лен. гос. пед. инст. им. Герцена, т. 72.
- Г и л ь р о в а М. А. 1949 — Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Карело-Финск. научн.-исслед. базы АН СССР, № 2.
- Г и л ь р о в а М. А. 1959 — Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблемы генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, № 268, вып. 10.
- Г о р ш к о в Г. С. 1964 — Явления вулканизма и верхняя мантия. В кн. «Химия земной коры», т. 2, Изд. АН СССР, М.
- Д з о ц е н и д з е Г. С. 1965 — Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», М.
- Д о м а р е в В. С. 1958 — Генезис медистых песчаников Северной Родезии (по современным представлениям зарубежных геологов). Зап. Всерос. минер. общ., ч. 87, 2 сер., вып. 1.

- Елисеев Н. А. 1928а — О сегозерских спилитах. Зап. Росс. минерал. общ., ч. 57, вып. 1.
- Елисеев Н. А. 1928б — Геолого-петрографический очерк северо-восточного побережья озера Сегозера. Тр. Лен. общ. естествоиспыт., т. VIII, вып. 1.
- Заварицкий В. А. 1946 — Спилито-кратонозная формація окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 71.
- Йодер Г. С., К. Э. Тилли. 1965 — Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», М.
- Иностранцев А. А. 1871 — Геогностический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., т. II.
- Иностранцев А. А. 1874 — Сообщение о геогностических исследованиях восточной части Повенецкого уезда Олонецкой губернии. Зап. СПб. минерал. общ., 2 сер., ч. IX.
- Комаров И. 1842 — Геогностические примечания к карте Олонецкого горного округа. Горн. журн., ч. 1.
- Корякин А. С. 1967 — К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2, изд. «Недра», М.
- Котляр В. Н. 1967 — Проблемы рудоносности вулканических формаций. Сов. геология, № 11.
- Кратц К. О. 1955 — О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 5.
- Кратц К. О. 1957 — О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.
- Кратц К. О. 1958 — К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.
- Кратц К. О. 1959 — Иотийские основные породы Южной Карелии и их титаномагнетитовое оруденение. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XI.
- Кратц К. О. 1960 — Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9.
- Кратц К. А. 1963 — Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.
- Кузнецов Ю. А. 1964 — Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М.
- Куликов В. С. 1969 — Базальтовый комплекс кряжа Ветреный пояс. Автореф. канд. дисс., Свердловск.
- Лебедев А. П. 1950 — Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Труды ГИН АН СССР, вып. 113.
- Лебедев А. П., Э. Г. Малхасян. 1965 — Юрский вулканизм Армении. Изд. «Наука», М.
- Лебединский В. И., Н. Н. Макаров. 1962 — Вулканизм Горного Крыма. Изд. АН УССР, Киев.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1888 — Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., т. XIX.
- Лобанов И. Н. 1962 — Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии и их происхождение. Изд. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Миросных А. Б. 1964. — Генезис медистых песчаников и сланцев (критический обзор зарубежных работ). Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Набоко С. И. 1959 — Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 16.
- Набоко С. И. 1963 — Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, М.
- Негруца В. З. 1963 — Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Сов. геология, № 7.
- Негруца В. З. 1966 — Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М.
- Негруца В. З. 1967 — Опыт составления палеогеографических карт протерозоя Карелии на основе данных структурно-фациального изучения опорных структур карелид. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия», изд. «Недра», М.
- Негруца В. З., Т. Ф. Негруца. 1965 — Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Неуструев Ю. С. 1933 — Цветные металлы Карелии. Тр. 1-й Карельской геол.-развед. конференции. Изд. АН СССР, Л.
- Овчинников Л. Н., Д. С. Шляпников, А. С. Шур. 1964 — Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. В сб. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геол., XXII сессия МГК.
- Петрова М. А. 1962 — Вулканизм и проблема образования силицитов. В сб. «Вопросы вулканизма», Ереван.



- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. 1961 — Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 12.
- Рийконен О. А. 1960 — К геологии протерозоя побережья Сегозера. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI.
- Ритман А. 1964 — Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М.
- Светов А. П. 1968 — Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 1.
- Светов А. П., А. И. Голубев. 1967 — Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Докл. АН СССР, т. 171, № 1.
- Светов А. П., А. И. Голубев. 1971 — Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, изд. «Недра», М.
- Севергин В. Т. 1805 — Обзорение Российской Финляндии или минералогические и другие примечания, učinенные во время путешествия в 1804 г.
- Сидоренко А. В. 1963 — Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геология, № 4.
- Сидоренко А. В., И. О. Лунева. 1961 — К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Соколов В. А. 1958 — К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 11.
- Соколов В. А. 1960 — О циклическом строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.
- Соколов В. А. 1963 — Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Соколов В. А. 1966 — Вопросы геологии ятулии Карелии. В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Карельск. кн. изд., Петрозаводск.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. 1965 — Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3.
- Соколов В. А., Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, К. И. Хейсканен. 1966а — К литологии и палеогеографии ятулийских отложений района Сегозера—Елмозера. В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии», Карельск. кн. изд., Петрозаводск.
- Соколов В. А., Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов, К. И. Хейсканен. 1966б — Некоторые формы предьятулийского погребенного рельефа в Карелии. Докл. АН СССР, т. 168, № 2.
- Соколов В. А., Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов, К. И. Хейсканен. 1970 — Геология, литология и палеогеография ятулии Центральной Карелии. Изд. «Карелия», Петрозаводск.
- Соколов В. А., А. П. Светов. 1968 — О некоторых типах тектур течения в основных лавах ятулии. Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 1.
- Соколов В. А., К. И. Хейсканен. 1966 — Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, изд. «Недра», М.
- Тернер Ф., Дж. Ферхуген. 1961 — Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, М.
- Тимофеев В. М. 1916а — Находка «Pillow lava» в Олонецком крае. Геол. вестн., т. 2, № 3.
- Тимофеев В. М. 1916б — Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., т. XXXVIII.
- Тимофеев В. М. 1926 — Оленеостровское месторождение барита на Онежском озере. Поверх. и недра, т. IV, № 7—9.
- Тимофеев В. М. 1934 — Месторождения медных руд Заонежья. Изв. Лен. ГГГТ, № 2.
- Тимофеев В. М. 1935 — Петрография Карелии. Регион. петрограф. СССР, сер. 1, вып. 5. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Уокер Ф., А. Польдерварт. 1950 — Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В сб. «Геология и петрография трапповых формаций», ИЛ, М.
- Уотерс А. К. 1963 — Определение направления течения в базальтах. В сб. «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, М.
- Устиев Е. К. 1961 — Анжуйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. Госгеолтехиздат, М.
- Харитонов Л. Я. 1938 — Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Лен. геол. треста, вып. 17.
- Харитонов Л. Я. 1949 — Геология района дер. Чебино—г. Медвежьегорск—рудник Воронов Бор. Изв. Карело-Финск. науч.-иссл. базы АН СССР, № 2.

- Харитонов Л. Я. 1960 — Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Докл. сов. геологов, XXI сессия МГК, проблема IX.
- Харитонов Л. Я. 1962 — Основные черты геологического строения Балтийского щита. В сб. «Вопросы геологии Кольского п-ова», Изд. АН СССР, М. — Л.
- Харитонов Л. Я. 1966 — Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. В сб. «Матер. по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР», вып. 8, изд. «Недра», Л.
- Хейсканен К. И. 1964 — Некоторые черты динамики осадкоаккумуляции в средне- и верхнеятулийском бассейне Центральной Карелии. Сов. геология, № 12.
- Хольтедаль О. 1962 — Геология Норвегии. ИЛ, М.
- Шатский Н. С. 1954 — О марганцевых формациях и металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Шейнман Ю. М. 1964 — Возможные связи магм со строением внешних оболочек земли. В сб. «Химия Земли», т. 2, Изд. АН СССР, М.
- Щербаков Д. И. 1924 — Полезные ископаемые Южной Карелии. Тр. Сев. науч.-пром. экспед., вып. 24.
- Эскола П. 1967 — Докембрий Финляндии. В сб. «Докембрий Скандинавии», ИЛ, М.
- Яценко М. Л., И. М. Горохов, С. Б. Лобач-Жученко. 1963 — Rb-Sr возраст древних пород Южной Карелии. Геохимия, № 9.
- Amstutz C. 1950 — Spilites and quartz-porphyrries in the Canton of Grarus. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. XI.
- Baragar W. R. etc. 1966 — Volcanism and mineral deposits. Paper. Geol. Surv. Canada, №42.
- Batley M. H. 1956 — The petrogenesis of spilitic rocks series from New Zealand. Geol. Mag., Vol. 93, № 2.
- Cornwall H. R. 1956 — A summary of ideas on the origin of native copper deposits. Econ. Geol., Vol. 51, № 7.
- Dons J. A. 1960 — Stratigraphy of supracrustal rock, granitization and tectonic in the Precambrian Telemark area. Geol. Congr. Guide. H. (A. 10).
- Eskola P. 1918 — En. forekomst of sulfidist kopparmalm i kvartsit vid Onegasjön. Geol. Foren. Forhandl., Bd. 40. H. 6.
- Eskola P. 1925 — On the petrology of Eastern Fennoscandia, I. The mineral development of basic rocks in the Karelian Formation. Fennia, 45.
- Gjelsvik T. 1958a. Extremely soda rich rocks in the Karelian zone, Finnmarksvidda northern Norway. Geol. Foren. Stockholm Forn, 80, 381.
- Gjelsvik T. 1958b — Epigenetik kopparmineralisering pa Finnmarksvidda. N. G. U., № 203, 49.
- Härme M. 1949 — On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, northern Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 147.
- Mikkola A. 1949 — On the geology of the area north of the Gulf of Bothnia. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 146.
- Murata K. J. 1960 — A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. Amer. Journ. of Science, Vol. 258A.
- Ödman O. H. 1957 — Beskrivning till berggrundskarta over urberget i Norrbottens län. S. G. U., Ser. Ca., № 41.
- Oftedal Ch. 1958 — A theory of exhalative-sedimentary ores. Geol. Foren. Forn. Stockholm., Bd. 80, H. 1. 492.
- Osborn E. F. 1959 — Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Americ. Journ. Sci., Vol. 257.
- Osborn E. F., P. L. Roeder. 1960 — Effect of oxygen pressure on crystallization in simplified basalt systems. Reprint Report Intern. Geol. Congr., XXI. session. Part XXI.
- Rittmann A. 1957 — On the serial character of igneous rock. The. Egypt. of geol. T. I. № 1.
- Sederholm J. J. 1899 — Über eine archaische Sediment formation im Südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. Geol. Finnland, № 6.
- Sullivan C. J. 1960 — The origin of sulphide ores. Eng. and Mining Journ., Vol. 161, № 6.
- Väyrynen H. 1928 — Geologische und petrografische Untersuchungen im Kainuugebiete. Bull. Geol. Comm. Finlande, № 78.
- Väyrynen H. 1933 — Über die Stratigraphie der karelischen Formationen. Bull. Comm. Geol. Finnland, № 101.
- Waters A. C. 1960 — Determining direction of flow in basalts. Amer. J. Sci, 258-A.



# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Часть первая</b>	
Геология и история формирования ятулийского вулканического комплекса	5
Введение . . . . .	5
Глава I. Геология ятулийского вулканического комплекса . . . . .	9
Нижнеятулийские вулканогенные образования . . . . .	12
Среднеятулийские вулканогенные образования . . . . .	20
Верхнеятулийские вулканогенные образования . . . . .	34
Глава II. Фациальный состав ятулийского вулканического комплекса . . . . .	39
Вулканогенный ряд фаций . . . . .	40
Лавовая фация (фация текучих лав) . . . . .	40
Эксплозивная фация (фация вулканических выбросов) . . . . .	49
Субвулканическая фация (фация гипабиссальных интрузий) . . . . .	51
Вулканогенно-осадочный ряд фаций . . . . .	59
Фумарольно-гидросольфатарная фация (фация вулканических эксгаляций) . . . . .	60
Отдаленная вулканогенно-хемогенная фация . . . . .	62
Глава III. История формирования ятулийского вулканического комплекса (палеовулканологические реконструкции) . . . . .	64
Фациальные обстановки и механизм проявления нижнеятулийской фазы вулканизма . . . . .	65
Фациальные обстановки и механизм формирования среднеятулийского лавового плато . . . . .	71
Механизм проявления верхнеятулийской фазы вулканизма . . . . .	76
<b>Часть вторая</b>	
Петрология и металлогеническая специализация ятулийского вулканического комплекса . . . . .	78
Глава IV. Петрология ятулийского вулканического комплекса . . . . .	78
Основные черты физико-химических условий формирования вулканогенных пород ятулия . . . . .	78
Эволюция химического состава пород ятулийского вулканического комплекса (петрохимические особенности) . . . . .	79
Некоторые вопросы дифференциации и кристаллизации родоначальной базальтовой магмы . . . . .	84
Глава V. Металлогеническая специализация ятулийского вулканического комплекса . . . . .	95
Основные закономерности распределения меди в породах различной фациальной принадлежности . . . . .	96
Лавовая фация (фация текучих лав) . . . . .	96
Эксплозивная фация (фация вулканических выбросов) . . . . .	103
Субвулканическая фация (фация гипабиссальных интрузий) . . . . .	104
Фумарольно-гидросольфатарная фация . . . . .	106
Поведение некоторых элементов в основных породах ятулийского вулканического комплекса . . . . .	107
Вулканогенное и вулканогенно-осадочное рудообразование, генетические типы рудопроявлений . . . . .	108
Магматогенный ряд . . . . .	108
Вулканогенный ряд . . . . .	108
Вулканогенно-осадочный ряд . . . . .	111
Металлогенические особенности ятулийского вулканического комплекса . . . . .	111
Основные выводы . . . . .	113
Литература . . . . .	116